

П-147а

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАЗАНСКИЙ ФИЛИАЛ

**ИЗВЕСТИЯ
КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА
АКАДЕМИИ НАУК СССР**

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

№ 8



КАЗАНЬ 1959

П-147а

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАЗАНСКИЙ ФИЛИАЛ

ИЗВЕСТИЯ
КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА
АКАДЕМИИ НАУК СССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

№ 8



КАЗАНЬ 1959

Главный редактор
академик А. Е. Арбузов.
Ответственный редактор
проф. Л. М. Миропольский

п40226
Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук Киргизской ССР

И. А. ШПИЛЬМАН

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА ВОСТОКА ТАТАРИИ

Наиболее продуктивными нефтеносными горизонтами в Татарии и других районах Волго-Уральской области являются горизонты, приуроченные к терригенным отложениям девона. Эти отложения представлены песчаниками, алевролитами и глинами с маломощными прослоями карбонатов, имеющих маркирующее значение.

Терригенная, продуктивная толща девона на крайнем юго-востоке и крайнем северо-востоке Татарии поκειται на осадках так называемой бавлинской свиты, которая заполняет здесь древние понижения рельефа докембрийского фундамента. На большей же части Татарии терригенная толща девона ложится на кору выветривания докембрия и редко непосредственно на кристаллические породы фундамента. Обычно на коре выветривания или на кристаллических породах залегают пачки базальных грубозернистых, полимиктовых песчаников с каолинистым цементом, которые содержат довольно крупные, угловатые обломки кварца. Тонкие прослойки грубозернистых песчаников и брекчиевидные обломки встречаются иногда и в других частях терригенного разреза.

Терригенная, продуктивная толща девона, судя по вмещающей фауне и флоре, имеет эйфельский, живетский и нижнефранский возраст. Типично морские формы определены из различных частей упомянутых отложений. Нефтеносными являются песчаные пласты, приуроченные к верхней части разреза.

Много опубликованных и фондовых работ посвящено условиям формирования терригенных, продуктивных отложений девона. Обычно такие работы охватывают крупные области и дают общую картину условий осадконакопления. Нам хотелось бы в этой статье изложить фактические данные по отдельным разведочным площадям Закамской Татарии и, исходя из этого, дать некоторые соображения об условиях осадконакопления в период формирования терригенной толщи девона на сравнительно небольших участках*.

Обычно считают, что основным источником обломочного материала для формирования терригенных отложений девона в закамской части Татарии являлась сложенная породами докембрия область суши,

* Здесь и далее не затрагиваются условия формирования осадков бавлинской свиты, которая развита в основном за пределами Татарии.

существовавшая в эйфельское, живетское и нижнефранское время в районах Татарского и Ульяновского сводов. Положение этих сводов показано в работе А. М. Мельникова (1). Суша находилась в северо-западных и западных районах Татарии. Следовательно, снос обломочного материала происходил с запада и северо-запада на восток и юго-восток.

Предполагается (7), что транспортировка обломочного материала с суши в морской бассейн осуществлялась на более или менее значительные расстояния.

Часть же осадочного материала, поступающего в бассейн, не перенесла длительной транспортировки, а отлагалась на небольшом удалении от зон разрушения. Сюда относится материал от непосредственного разрушения берегов наступающим морем и от мелких островов-останцов в прибрежной и более глубоководных зонах морского бассейна.

В результате непосредственного воздействия моря на берег образовались базальные пачки грубозернистых песчаников, залегающие в основании терригенной, продуктивной толщи. Такие песчаники, состоящие из почти неокатанных крупных зерен и обломков кварца с каолиновым цементом, можно наблюдать во всех разрезах. Например, в Левашевке на Аргуновской площади они залегают на глубинах 1832, 1845, 1847 м, т. е. в диапазоне 15 м. На Аксубаевской площади у Баланды толща грубозернистых песчаников, налегающих на фундамент, имеет мощность 26 м или около 30% от всего терригенного разреза. В основном же грубозернистые песчаники составляют 5—10% терригенного разреза.

Плохая сортировка и плохая окатанность осадочного материала, каолиновый цемент пачки грубозернистых песчаников позволяют с уверенностью говорить о захоронении обломочного материала в непосредственной близости от зоны разрушения.

Разрушению подвергались малоустойчивые породы коры выветривания кристаллического фундамента. Судя по отдельным скважинам, мощность коры выветривания достигала 40 м. Наступающее море разрушило полностью и переработало эту кору выветривания только на отдельных участках, на большей же части территории разрушению была подвергнута ее верхняя, наиболее рыхлая часть. «Корни» коры выветривания прослеживаются в разрезах многих скважин. Мощность наблюдаемых ныне «корней» коры выветривания определяется в 5—10 м. Следовательно, мощность коры выветривания, подвергшейся разрушению, определяется в 30—35 м. Безусловно, что не вся масса обломочного материала, полученного непосредственным разрушением коры выветривания, отложилась здесь же, в прибрежной зоне бассейна. Значительная часть его была, очевидно, перенесена, отсортирована и переотложена морскими течениями, о чем речь будет идти ниже. Поэтому мощности наблюдаемых прослоев грубозернистого песчаника в основании терригенного разреза еще не говорят о масштабе процессов разрушения коры выветривания морем. Они лишь свидетельствуют, что эти процессы имели место и с ними считается нужно.

Правда, Н. М. Страхов (5) указывает, что масса вещества, получаемого в результате абразии современными внутриконтинентальными бассейнами своих берегов, ничтожно мала по сравнению с массами, выбрасываемыми в бассейн речными водотоками.

Но не всегда современные условия можно отождествлять с условиями далекого прошлого. Например, трудно найти современное море, наступающее на сушу, которая длительное время подвергалась континентальному разрушению и которая сложена мощной толщей рыхлой коры выветривания, как это было в эйфельское, живетское и нижне-

франское время в Татарии. На основании изучения разрезов терригенных отложений девона Татарии, в первом приближении можно говорить о том, что от $1/10$ до $1/15$ всего осадочного материала поступило в бассейн за счет разрушения берегов непосредственно морем.

Нами уже указывалось, что одним из источников обломочного материала являлись также отдельные мелкие острова в пределах морского бассейна.

О том, что море во время формирования терригенных отложений девона имело островной характер, отмечалось неоднократно многими авторами (Л. М. Миропольский, К. И. Ломоть, С. С. Эллерн, В. И. Троепольский и др.). Как отдельные острова рассматривались области Татарского и Токмовского сводов, делались предположения о существовании более мелких островов.

Бурением недавно установлен такой небольшой погребенный островок в районе Сиделькино и Эштебенькино на Нурлатской разведочной площади. Остров довольно хорошо выражен в древнем погребенном рельефе кристаллического фундамента в виде выступа. Осадочные породы здесь также образуют положительную структуру, которая, однако, не может рассматриваться как структура облекания, так как сводовая часть ее и наиболее высокая часть выступа кристаллического фундамента не совпадают. Структура в осадочных слоях, очень хорошо прослеживаемая по маркирующим поверхностям девона, карбона и перми, располагается на южных скатах выступа кристаллического фундамента. Положение рельефа кристаллического фундамента в пределах Нурлатского острова показано на прилагаемой карте (рис. 1).

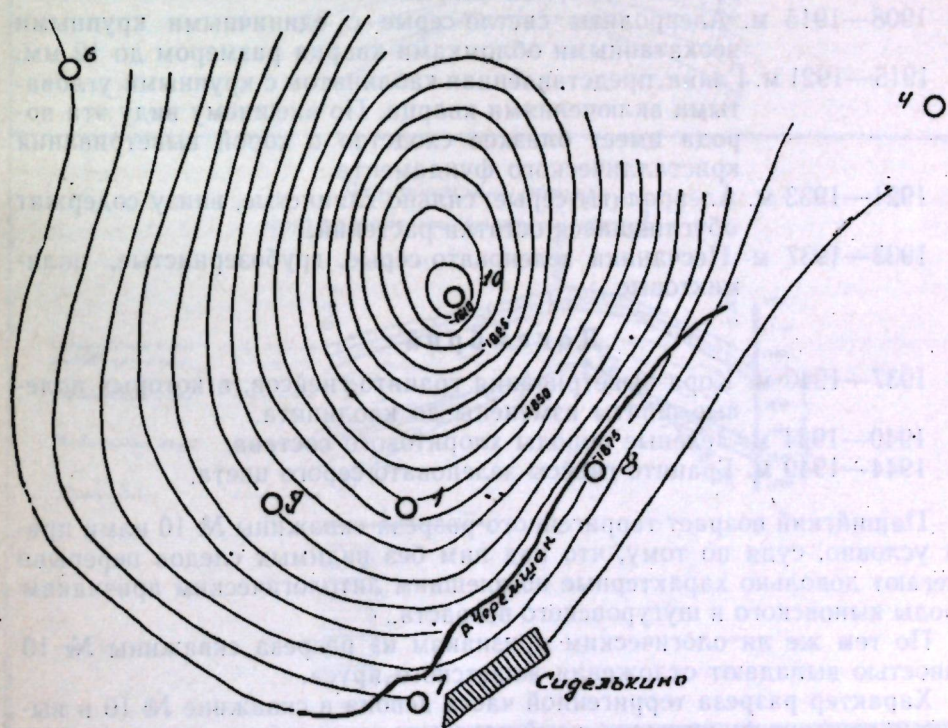


Рис. 1. Карта рельефа кристаллического фундамента в пределах Нурлатского погребенного выступа.

Изолинии проведены через 5 м. Масштаб 1:100000.

○ — скважины, вскрывшие фундамент.

Составил И. Шпильман.

О наличии погребенного острова говорит не только относительно высокое гипсометрическое положение кристаллических пород в этом районе. На это указывает прежде всего характер терригенного девонского разреза.

Как известно, на Нурлатской разведочной площади осадочные породы начинаются живетским ярусом, который имеет здесь мощность 40—45 м и представлен песчаниками, алевролитами и глинами с характерным прослоем «среднего известняка» в верхней части. Вышележащие пашийские и кыновские слои также представлены терригенными породами мощностью от 44 до 98 м. Суммарная мощность терригенных отложений изменяется на площади от 93 до 141 м. В скважине № 10, которая располагается в своде Нурлатского выступа (острова), произошло резкое уменьшение мощности терригенного разреза до 49 м и по сравнению с другими скважинами появилось много грубообломочного материала и даже целые глыбы из полуразрушенных пород фундамента.

Ниже приводится краткое описание соответствующей части разреза скважины № 10.

Кыновские слои

1889—1894 м. Глины зеленые.

Пашийские слои

1894—1908 м. Глины и алевролиты. Чередование неправильное, волнистое, наблюдаются плоскости скольжения. Среди общей глинисто-алевролитовой массы встречаются крупные обломки кварца.

1908—1915 м. Алевролиты светло-серые с единичными крупными неокатанными обломками кварца размером до 12 мм.

1915—1921 м. Глина, представленная каолинитом с крупными угловатыми включениями кварца. По внешнему виду эта порода имеет близкое сходство с корой выветривания кристаллического фундамента.

1921—1933 м. Алевролиты серые, сильно глинистые, внизу содержат обуглившиеся остатки растений.

1933—1937 м. Песчаники зеленовато-серые, грубозернистые, полимиктовые.

Докембрий

1937—1940 м. Кора выветривания гранито-гнейсов, в которых полевые шпаты изменены до каолинита.

1940—1944 м. Зеленые породы хлоритового состава.

1944—1949 м. Гранито-гнейсы зеленовато-серого цвета.

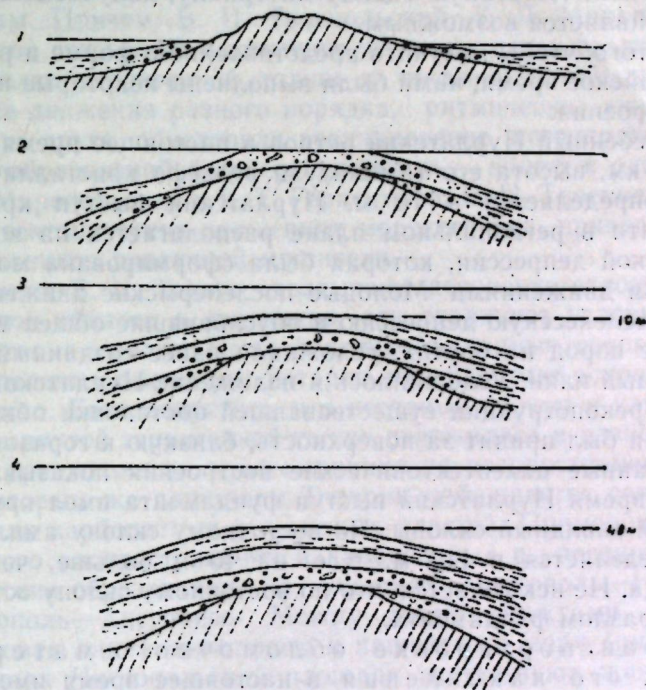
Пашийский возраст терригенного разреза скважины № 10 нами принят условно, судя по тому, что над ним без видимых следов перерыва залегают довольно характерные по внешним литологическим признакам породы кыновского и шугуровского возраста.

По тем же литологическим признакам из разреза скважины № 10 полностью выпадают отложения живетского яруса.

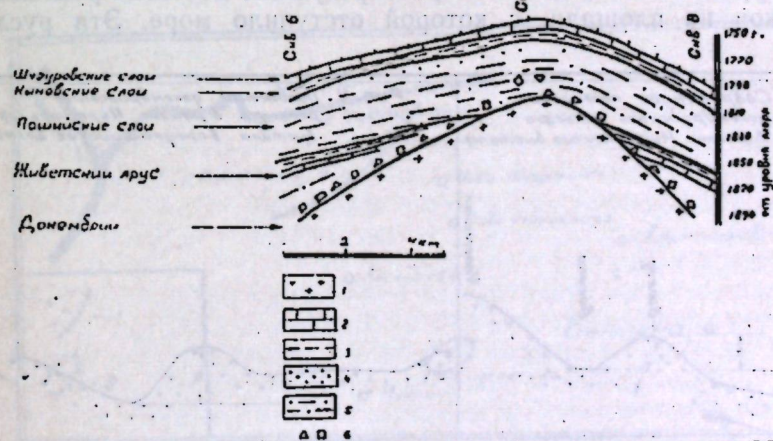
Характер разреза терригенной части девона в скважине № 10 и высокое положение фундамента в ней показывают, что здесь в живетское и частично пашийское время был остров. Возможно, что наиболее высокая часть острова находилась севернее или западнее скважины № 10. Глыбы из полуразрушенных кристаллических пород, из которых был сложен остров, мы обнаруживаем в разрезе скважины № 10.

Рис. 2.

Схема абразии острова при
медленном его опускании
(по Д.В. Наливнину)



Фонтический разрез
через погребенный Нурлатский остров



- 1 — Породы кристаллического фундамента.
- 2 — Известняки.
- 3 — Глины.
- 4 — Пески, песчаники.
- 5 — Алевролиты, глинистые песчаники.
- 6 — Брекчия.

Д. В. Наливкин (4) связывает формирование таких островов с медленным погружением.

Нурлатский остров в живетское и частично пашийское время подвергался интенсивной абразии. Это, очевидно, был не единственный остров, и обломочный материал, снесенный с островов, поступал в морской бассейн, отражаясь в общем балансе осадка.

Дать количественную оценку материалу, получаемому таким путем, не представляется возможным.

Для того, чтобы получить представление о форме и размерах острова в пашийское время, нами были выполнены некоторые палеотектонические построения.

Погребенный Нурлатский остров в настоящее время в поперечнике имеет 10 км, высота его (амплитуда рельефа кристаллического фундамента) определяется в 70 м. Нурлатский выступ кристаллического фундамента в региональном плане располагается на восточном борту Мелекесской депрессии, которая была сформирована молодыми послепермскими движениями. Молодые послепермские движения, сформировавшие Мелекесскую депрессию и обусловившие общее моноклиальное залегание пород на бортах, усложнили ранее созданный эрозионный и структурный план. Усложнилось и положение Нурлатского выступа.

Для реконструкции существовавшей обстановки общий наклон моноклина был принят за поверхность, близкую к горизонтальной.

Указанные палеотектонические построения показывают, что в пашийское время Нурлатский выступ фундамента имел крутой восточный и пологий западный склоны. По восточному склону амплитуда выступа (h_1) определяется в 110 м, т. е. на 40 м больше, чем современная амплитуда. Не исключается, что по восточному склону острова проходил древний разлом фундамента.

О транспортировке обломочного материала и условиях его накопления в настоящее время имеется несколько точек зрения. В. Н. Тихий (7), допуская морской характер всей толщи в целом, вместе с тем считает, что накопление песчаного материала происходило в руслах и дельтах рек, которые неоднократно подпруживались и затоплялись морем. В. Н. Тихий рассматривает песчаники, развитые в терригенной толще девона, как результат действия русловых речных потоков на площади, с которой отступило море. Эти русла

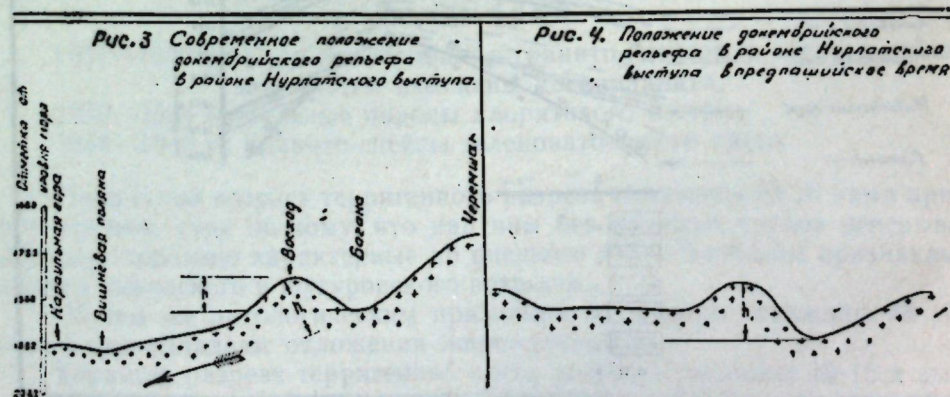


Рис. 3. Современное положение докембрийского рельефа в районе Нурлатского выступа.

Рис. 4. Положение докембрийского рельефа в районе Нурлатского выступа в пашийское время.

- h — Современная амплитуда Нурлатского выступа кристаллического фундамента.
- h_1 — Высота Нурлатского выступа в пашийское время.
- Направление общего регионального наклона слоёв, обусловленное послепермскими тектоническими движениями.

врезаны в ранее отложившийся в морских условиях глинисто-алевролитовый материал.

А. В. Кузнецов также считает дельтовые условия накопления осадков одним из решающих факторов формирования упомянутых отложений.

Л. М. Миропольский, Г. Л. Миропольская, В. И. Троепольский и другие связывают осадконакопление в век терригенной толщи девона с морским бассейном. Причем, В. И. Троепольский, Г. Л. Миропольская и Е. Т. Герасимова связывают накопление песчаных пачек различной мощности в пределах терригенной толщи с тектоническими движениями «Тектонические движения разного порядка, ритмически неоднократно сменявшие друг друга, обусловили возникновение шестикратной смены песчаных образований более глинистыми», — пишут в одной из работ (3) Г. Л. Миропольская и Е. Т. Герасимова. В. И. Троепольский также говорит о тектонических движениях морского дна, приведших к накоплению песчаников различной мощности.

Исследования В. Н. Тихого охватывают девонские отложения всей Волго-Уральской области и, возможно, они отражают условия осадконакопления региона в целом. Но те фактические данные, которые имеются у нас по отдельным площадям Татарии, противоречат основным выводам В. Н. Тихого. Если допустить, что песчаные пласты и карбонатные прослои в упомянутой терригенной толще отложились в разных условиях, то трудно предположить, чтобы граница их распространения совпала. По некоторым же площадям Татарии наблюдается совпадение в распространении карбонатных и песчаных пластов. Примером одинакового площадного распространения и карбонатных и песчаных пород служат живетские образования на участках Чистополь—Ново-Шешминск и Чистополь—Аксубаево. Между этими пунктами проходила древняя береговая линия живетского и пашийского моря (рис. 5).

В скважинах Чистопольской площади отсутствуют живетские и пашийские отложения. Здесь, на Чистопольской площади, на породы кристаллического фундамента ложится небольшая пачка терригенных пород с прослоями известняка, содержащего, по определению Е. Е. Иванова, саргаевско-кыновский комплекс фауны. Южнее и восточнее Чистополя, в Аксубаево и Ново-Шешминске, развиты как живетские, так

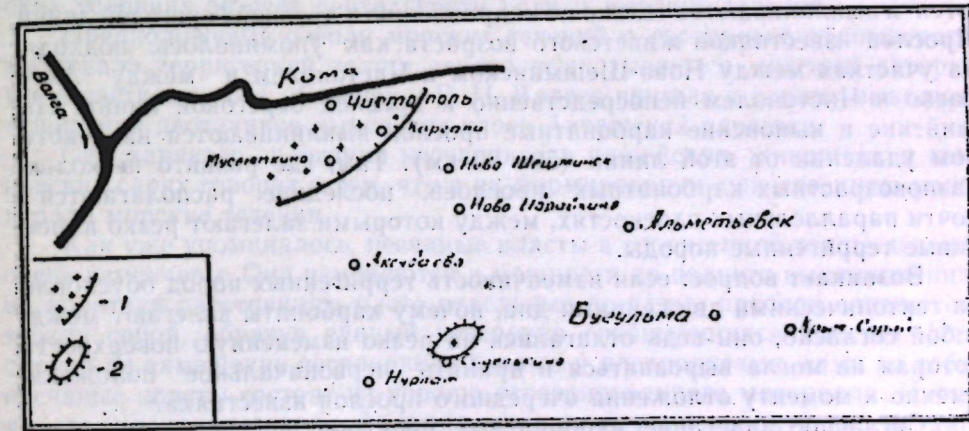


Рис. 5. Схема расположения выявленных областей сноса обломочного материала во время формирования терригенной толщи девона в Закамской Татарии.

Составил: И. Шпильман

Условные обозначения:

1. Граница суши.
2. Остров.

и пашийские отложения. В живетских отложениях прослеживаются прослойки песчаников и карбонатов. Следовательно, область распространения живетских карбонатных и живетских терригенных пород, включая и песчаники, на данном участке совпадает и ограничена на севере и западе древней береговой линией. Некоторые геологи, правда, высказывают предположение, что совпадение в границах распространения живетских песчаных и карбонатных пород связано с эрозией, срезавшей полностью на определенных участках ранее отложившиеся осадки. В частности, предполагается, что на Чистопольской площади живетские осадки были размыты. Но все эти предположения носят чисто умозрительный характер. Нет ни одного факта, который можно было бы привести в подтверждение высказываний о повсеместном развитии живетских и пашийских осадков и позднейших размывах. Наоборот, сам характер терригенных девонских отложений в Татарии указывает на близость суши, с которой сносился осадочный материал. Сушей были отдельные части Татарского и Ульяновского сводов, а также целый ряд мелких островов.

На отложения песчаников и других пород терригенной толщи девона в едином бассейне указывает также близость гранулометрического состава отдельных пачек. Чистые глины здесь имеют небольшое развитие. Основные породы, слагающие терригенную толщу девона, это песчаники и так называемые малопроницаемые алевролиты. Отличие песчаников от малопроницаемых алевролитов состоит главным образом в том, что последние содержат от 30 до 50% глинистых примесей.

Нам кажется, что нет смысла делить эти близкие по составу породы и связывать их с различными условиями формирования, как это делает В. Н. Тихий.

Трудно согласиться и с мнением, что накопление песчаников в терригенной толще девона обусловлено тектоническими движениями дна моря. Напомню, что терригенная часть разреза характеризуется крайней невыдержанностью по площади. Песчаники часто замещаются алевролитами или глинами или, наоборот, несколько песчаных прослоев, сливаясь между собой, образуют мощный песчаный пласт. Мощность песчаников резко меняется на коротких расстояниях. Карбонатные прослои, несмотря на небольшую мощность, наоборот, очень хорошо выдерживаются и выклиниваются только по направлению к древней береговой линии. Прослойки известняков живетского возраста, как упоминалось, подходят на участках между Ново-Шешминском и Чистополем и между Аксубаево и Чистополем непосредственно к древней береговой линии. Пашийские и кыновские карбонатные прослои выклиниваются на некотором удалении от этой линии (50—80 км). Там, где развито несколько разновозрастных карбонатных прослоев, последние располагаются в почти параллельных плоскостях, между которыми залегают резко изменчивые терригенные породы.

Возникает вопрос: если изменчивость терригенных пород обусловлена тектоническими движениями дна, почему карбонаты залегают между собой согласно, они ведь отлагались на резко измененную поверхность, которая не могла выровняться и принять первоначальное положение именно к моменту отложения очередного прослоя известняка?

Согласное залегание карбонатных прослоев исключает предположение о роли тектонических движений морского дна в изменчивости терригенных пород.

Кроме того, известны древние прогибы, где терригенная часть разреза имеет такой же характер, как и в окружающих более повышенных участках. Прогиб между Миннибаево и Ново-Елхово, как это пока-

зывают палеотектонические построения, существовал еще в пашийское время. За счет постепенного увеличения мощности осадков он был полностью сnivelирован к концу шугуровского времени; здесь фиксируется наибольшая мощность шугуровских образований. Несмотря на пониженное положение дна моря в пашийское время на этом участке, мощность песчаников здесь такая же, как и на окружающих площадях, пониженное состояние дна моря не повлияло на характер накапливавшихся осадков. Мощность пашийских песчаников в скважинах зоны этого прогиба 16—20 м, а в окружающих этот прогиб скважинах — 17—29 м.

Терригенные отложения девона, очевидно, накопились в условиях довольно спокойного состояния дна. Интенсивных тектонических движений дна моря на небольших участках в то время не было, а отдельные неровности не оказывали существенного влияния на условия осадконакопления.

Тот небольшой фактический материал, который имеется в нашем распоряжении, позволяет наметить следующую схему транспортировки и накопления обломочного материала терригенной толщи девона.

Как с небольших островов, так и с суши, располагавшейся в западных районах Татарии, осадочный материал сносился временными потоками, так как в то время речная система только зарождалась и не имела постоянного источника питания за счет грунтовых вод (4). Эти потоки имели прямую зависимость от климатических условий. О временном характере потоков говорит и то, что в области суши, где уже сейчас пробурено достаточное число скважин, не обнаружены следы речной системы живетского или пашийского возраста.

Наличие карбонатных прослоев среди терригенных отложений также свидетельствует о временном сокращении или прекращении притока в бассейн пресных вод и прекращении привноса обломочного материала. Связанное с этим осолонение вод в прибрежной части бассейна создавало благоприятные условия для выпадения в осадок карбонатов. В зависимости от длительности и интенсивности этих засушливых периодов садка карбонатов происходила или непосредственно в прибрежной зоне (среднеживетские карбонаты), или на некотором удалении от берега (пашийские и кыновские карбонаты).

Основная сортировка терригенного материала происходила в морских условиях за счет деятельности волн и морских течений.

Предположения о роли морских течений в сортировке обломочного материала терригенной толщи девона высказываются многими авторами, в частности Б. С. Свищев и Р. Н. Валеев пришли к такому выводу в отношении песчаников кыновских слоев Акташской площади.

Сам характер залегания песчаников в пашийских, живетских и кыновских слоях говорит о том, что в их формировании существенную роль играли морские течения.

Как уже упоминалось, песчаные пласты в терригенной толще девона очень изменчивы. Они изменяются в мощности до полного выклинивания на коротких расстояниях, часто отдельные песчаные прослои сливаются между собой, образуя единый резервуар сообщающихся пластов. Несмотря на замещение песчаников глинами и алевролитами, сами по себе песчаные пласты состоят из хорошо отсортированного материала. Иногда это мелкая песчаная фракция, иногда крупноалевролитовая, но вне зависимости от этого на электрокаротажных диаграммах пласты выделяются в большинстве своем как хорошо проницаемые породы, чем фактически и являются.

По немногим образцам керна, которые удалось отобрать из участков контакта песчаника с подстилающими породами, видно, что в боль-

большинстве случаев мы имеем дело с резким переходом от песчаника к малопроницаемым глинам или алевролитам. Точно такой же контакт прослеживается между песчаниками и перекрывающими породами. На каротажных диаграммах основные песчаные пласты имеют четко выраженные подошву и кровлю, что также свидетельствует о том, что песчаные пласты имеют резкую границу с подстилающими и перекрывающими малопроницаемыми породами. По основным песчаным пластам не наблюдается постепенного перехода по вертикали от глин к пескам через промежуточные глинисто-алевролитовые разности. Учитывая резкую изменчивость пластов по простираннию, такие постепенные переходы можно было бы ожидать в разрезе каждой скважины, если пласты изменялись бы по простираннию постепенно.

Следовательно, основные песчаные пласты залегают в виде тел, имеющих резкие контакты с окружающими породами.

Такие песчаные пласты (тела) могли сформироваться только в результате действия текучих вод, а в морском бассейне это морские течения. Но течения были очень неустойчивые, они все время меняли направление потока, часто распадались на отдельные струи и были развиты на очень обширной территории.

Объяснить происхождение песчаников только морскими течениями нельзя, хотя последние и играли большую роль в формировании песчаников.

Дело в том, что отдельные песчаные пласты, хотя и изменяются в мощности иногда до полного выклинивания, тем не менее прослеживаются не в виде узких полос, а имеют значительную площадь распространения; таковы пласты D_I, D_{II}, D_{IV} и др. Очевидно, что наряду с морскими течениями, перекатывающее и выравнивающее действие волн влияло на более или менее равномерное распределение песчаного материала. О том, что дно моря находилось в таком выровненном состоянии, указывают почти параллельно залегающие известняковые прослои, что отмечалось уже выше.

Как только прекращался приток с суши новых порций обломочного материала, начиналось осолонение прибрежной части бассейна и происходила садка карбонатов на выровненную поверхность дна. Если бы не было такого выравнивающего действия волн, то прослои карбонатов располагались бы друг относительно друга с резким несогласием.

Скорость морских течений также не была постоянной. Изменение скорости течения приводило к накоплению в разрезе внутриформационной брекчии (4), которую часто принимают за следы региональных размывов, хотя такие размывы и не исключаются в связи с возможными колебаниями положения береговой линии.

Выводы:

1. В период формирования терригенных отложений девона (эйфельские, живетские, пашийские и кыновские слои) в пределах Татарии и прилегающих с запада областей существовала суша. В частности, граница этой суши в закавказской части Татарии устанавливается южнее и восточнее Чистополя. Отдельные островки суши находились в более южных и восточных районах (Сиделькино, Эштебенькино). Суша представляла довольно плоскую поверхность. Большое развитие имела здесь кора выветривания пород кристаллического фундамента.

2. Терригенная толща девона является морской, мелководной формацией.

3. Осадочный материал в морской бассейн сносился с области суши, а также поступал за счет непосредственного разрушения морем берегов этой суши и мелких островов внутри бассейна.

4. Транспортировка материала с суши в морской бассейн производилась временными потоками, которые существенно отличались от современных рек. В результате временного характера потоков осадочный материал поступал в бассейн в плохо отсортированном состоянии.

5. Сортировка и переработка осадочного материала происходила в пределах морского бассейна. Ведущая роль в формировании песчаных пластов принадлежала морским течениям, но большое значение имела выравнивающая деятельность волн.

6. Прослой известняка и выдерживающиеся глинистые пласты отлагались в условиях резкого сокращения притока пресных вод с суши и резкого сокращения притока обломочного материала. Эти условия соответствовали засушливым периодам.

7. Редкие гравийные прослои, встречающиеся среди упомянутой терригенной толщи девона, имеют внутриформационный характер и не всегда они свидетельствуют о размывах и перерывах в осадконакоплении.

В заключение автор пользуется случаем и приносит глубокую благодарность профессору Л. М. Миропольскому и А. И. Крибари, которые любезно просмотрели рукопись и сделали некоторые замечания, учтенные автором.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мельников А. М. Древние поднятия фундамента на территории Поволжья. Геология нефти. № 1, 1957.
2. Миропольский Л. М. Некоторые данные об условиях осадконакопления и формирования месторождений нефти и газа в девоне юго-востока Татарии. Сборник «Нефтегазоносность Урало-Волжской области». Издательство АН СССР, 1956.
3. Миропольская Г. Л., Герасимова Е. Т., Ерофеев Н. С. Литология пашийской свиты юго-востока Татарии. Там же.
4. Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I и II. Издательство АН СССР, 1956.
5. Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Издательство АН СССР, 1954.
6. Саркисян С. Г. и Теодорович Г. И. Основные черты палеогеографии девонской эпохи Урало-Волжской области. Издательство АН СССР, 1955.
7. Тихий В. Н. Новые данные по стратиграфии и геологической истории девона Волго-Уральской области. Сборник «Нефтегазоносность Волго-Уральской области». Издательство АН СССР, 1956.
8. Тропольский В. И. Палеогеография и фациальные особенности осадконакопления на севере и северо-западе Татарии в девонский период. Ученые записки КГУ. Серия геологич., том 115, кн. 16, 1955.
9. Свищев Б. С. и Валеев Р. Н. Песчано-алевритовые отложения Михайловского горизонта франского яруса и условия их образования на Ромашкинском месторождении. Бюлл. Татарская нефть, № 2, 1957.

К. А. БОГОРОДСКАЯ

О БИОМОРФНЫХ СТРУКТУРАХ
И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРУКТУР
ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЕВОНА ТАТАРИИ

Среди живецких и отчасти пашийских образований терригенной толщи девона Татарии нередко встречаются породы в разной мере глинистые или битуминозные, обращающие на себя внимание или биоморфным характером своих структур, или скорлуповатым внутренним строением составляющих их отдельных слоев.

По валовому гранулометрическому составу случайно взятых кусочков зерна их обычно относят к глинистым алевролитам или алевритовым аргиллитам. Между тем, исследования под микроскопом показали, что как глинистый, так и кварцевый материал в этих породах далеко не всегда смешаны между собой. Каждый из них образует более или менее индивидуализированные по минеральному составу скопления чрезвычайно разнообразной формы. У скоплений зернистого кварца чаще всего встречается форма округлая, овальная, серповидная и в разной степени удлиненная: от линзовидной и призматической до нитевидной и стеблевидно вытянутой (табл. 1, рис. 1—5). Часто они имеют форму веточек с дихотомическими ответвлениями. Последние в поперечном сечении также характеризуются овальными или округлыми очертаниями (табл. 1, рис. 5 и 7).

Агрегаты округлой формы в большинстве случаев монолитны, но нередко имеют или кольцеобразное, или концентрическое строение. В последнем случае они состоят как бы из монолитного «ядра» и одной «оболочки». Иногда внешний край «оболочки» представляет фестончато-зазубренным, иногда же вся она имеет характер радиально-лучистой оторочки (табл. 1, рис. 1). Реже встречаются формы, у которых оболочка имеет или угловатый, или осложненный четырьмя шипами внешний контур, причем «шипы» несколько загнуты в одну сторону (табл. 1, рис. 6, в). «Оболочки» отграничиваются от центрального «ядра» обычно или концентрациями по его периферии красящих соединений, или тончайшими пленками глинистого материала.

Иногда встречаются агрегатные скопления зернистого кварца, напоминающие своим строением отпечатки мшанок. Они имеют веерообразную форму и признаки радиально-лучистого строения, с углом расхождения крайних лучей около 45° . Каждый «луч» несет на себе следы микроотверстий или ячеек, расположенных в один ряд и постепенно увеличивающихся в направлении «луча» (табл. 1, рис. 6, а). Иногда встречается сердцевидная форма агрегатов кварца — несколько

сплюснутая и сочетающаяся с нитевидной, причем нитевидные агрегаты как бы продеты в сердцевидные (табл. 1, рис. 6, г, д, е).

Все перечисленные биоморфные агрегатные скопления зернистого кварца состоят обычно исключительно из угловатых зерен последнего, преимущественно алевритовой размерности, тесно сомкнутых друг с другом и имеющих, по нашему мнению, скорее диагенетический, чем терригенный характер. Такие скопления кварца отличаются большой плотностью и почти, как правило, лишены посторонних примесей, если не считать, что в некоторых стеблевидных образованиях зернистый кварц иногда как бы импрегнирован прозрачным кристаллическим кальцитом (?).

Роль биоморфных скоплений кварца в образовании пород терригенного девона и в формировании их структурных и текстурных особенностей неравнозначна. Наиболее широко они распространены в породах верхнеживетского подъяруса, в горизонтах Д_{III} и Д_{II}, где нами наблюдались все перечисленные формы кварцевых агрегатных скоплений. Некоторые из них, преимущественно стеблевидные, иногда встречаются в породах пашийской свиты, главным образом в «перемычках» между пластами коллекторов, и почти обязательно в породах контакта пашийской и кыновской свит.

Во всех этих случаях перечисленные агрегатные скопления кварца присутствуют или в виде относительно редких обособленных включений в аргиллитах и сильно глинистых алевролитах, или образуют более или менее густое накопление на плоскостях наложения, или же целиком слагают так называемые глинистые алевролиты.

В первом и втором случаях, отчетливо выделяясь благодаря своей светлой, часто почти белой окраске на более темном коричневатом (верхнеживетский подъярус) или зелено-сером (пашийская свита) фоне вмещающих их пород, они своим присутствием и размещением на одинаковых или разных уровнях определяют у этих пород различные виды более или менее контрастных слоистых, слойчатых или слоеватых текстур (табл. I, фото 7 и табл. II, фото 1).

В последнем же случае они почти полностью слагают некоторые породы и нагромождены в них без видимой закономерности. Структуры таких пород имеют биоморфный характер, текстуры же часто являются массивными или лишь со слабыми признаками слойчатости или слоеватости (табл. I, фото 8).

В этом последнем случае отчетливость форм биоморфных агрегатов зернистого кварца всецело зависит от характера связывающего их материала. Глинистый или алевритовый материал, окрашенный органическими или железистыми соединениями, выполняя промежутки между ними, делает их контуры более отчетливыми.

При отсутствии же названных примесей, или если роль связывающего материала принадлежит халцедону или вторичному кварцу, очертания биоморфных образований, наоборот, затушевываются и распознаются только лишь при очень внимательном визуальном рассмотрении породы. Биоморфные структуры таких пород часто выражены весьма неотчетливо.

Обилие описанных выше биоморфных кварцевых образований в аргиллитах и сильно глинистых алевролитах нередко сообщает некоторым из них комковатость, придающую их структурам брекчиевидный характер.

Индивидуализированные скопления глинистого материала в рассматриваемых породах обычно выполняют роль базального, порового или прожилкового цемента. Глинистый материал чаще всего имеет гелевид-

ный характер, иногда осложненный наличием чешуек глинистых минералов, вкраплений пирита, микролитов сидерита или тонких, резко угловатых зерен кварца, по всей вероятности, диагенетического происхождения.

При малом содержании в рассматриваемых породах глинистого материала, индивидуализированные скопления последнего нередко имеют характер отпечатков, в плане повторяющих очертания перечисленных выше агрегатов кварца (табл. II, рис. 2).

Что же могут представлять собой рассмотренные биоморфные скопления кварца и глинистого материала?

Исключая, как невозможную, избирательную способность одних и тех же веществ к созданию в равных условиях разных форм, автор связывает образование описанных индивидуализированных скоплений кварца и глинистого материала с растительными остатками.

Строгая индивидуализация минерального состава описанных биоморфных агрегатных скоплений кварца, плотность, делающая их недоступными для проникновения даже таких флюидов, как углеводороды нефти, резкая угловатость составляющих их зерен кварца при отсутствии посторонних примесей и, особенно, разнообразие их форм, свойственное обычно лишь растительным остаткам, позволяют автору высказать мнение, что описанные выше и приведенные в иллюстрациях агрегатные скопления зернистого кварца в большинстве случаев являются результатом окремнения каких-то растительных остатков с последующей их кварцитизацией в процессе диа-, эпигенеза и метаморфизма. В некоторых же других случаях не исключена возможность и механического выполнения алевритовым материалом их полостей.

Что же касается указанных выше индивидуализированных биоморфных скоплений глинистого материала, нередко повторяющих контуры агрегатных скоплений кварца, то автор склонен рассматривать их как результат в основном механического задержания некоторой части коллоидных компонентов осадка накапливавшимися на дне различными по конфигурации растительными остатками, в некоторых же случаях — как результат их возможной глинизации.

Существенно иное явление представляют собой индивидуализированные скопления кварцевого и глинистого материала, определяющие своеобразные скорлуповатые внутренние структуры некоторых слойков, на происхождение которых существуют различные взгляды.

Особенно широко такие слойки развиты в терригенных породах верхнеживетского подъяруса, в горизонтах Д_{III} и Д_{II}, где они в вертикальных разрезах пород имеют, обычно, линзовидную или близкую к ней форму, нередко заметно заостряющуюся к периферии (табл. II, рис. 3).

Агрегатные скопления зернистого кварца и скопления глинистого материала, составляющие эти слойки, имеют форму более или менее симметричных «скорлупок», постепенно или довольно быстро утолщающихся к своим в разной степени округленным вершинам. «Скорлупки», чередуясь по минеральному составу, как бы вложены друг в друга по простиранию слойка. Обычно общая их величина закономерно уменьшается к внешнему острому краю слойков. Последние имеют максимальную толщину в средней части, где она чаще всего не превышает 2—3 мм, редко достигая 4—5 мм.

В наблюдавшихся вертикальных сечениях рассматриваемых слойков вершины «скорлупок», в пределах каждого отдельного сечения, были направлены большей частью в одну сторону и реже — в противоположные стороны от общего центра.

Объемное отношение глинистых и зернистых кварцевых «скорлупок» в рассматриваемых линзовидных слойках различно.

Независимо от состава вмещающей терригенной породы, в одних случаях в слойках преобладают кварцевые «скорлупки», в других—глинистые. Иногда объемное соотношение тех и других близко 1:1.

В слойках с объемным преобладанием зернистых кварцевых «скорлупок» глинистые нередко представляют собой лишь тонкие пленки, которые как бы обтягивают кварцевые «скорлупки». В слойках же с объемным преобладанием глинистых «скорлупок», наоборот, зернистые кварцевые «скорлупки» нередко имеют характер незначительных концентраций у вершин глинистых «скорлупок» лишь с небольшим их охватом, или присыпок по контуру глинистых «скорлупок» от кровли до подошвы слойка.

Объемное соотношение отличных по составу «скорлупок», близкое 1:1, обуславливает более или менее равномерное развитие в пределах каждого слойка как глинистых, так и кварцевых «скорлупок», но при этом последние обычно являются изолированными, тогда как первые, сливаясь краями в кровле и подошве слойка, образуют как бы один общий его контур.

Положение описанных скорлуповатых слойков в породах почти всегда горизонтальное или близкое к нему. В некоторых случаях они представляются несколько выгнутыми вверх (?). Отчетливость их контуров обуславливается степенью различия в составе слойков и вмещающих их пород, а также их количеством в последних.

Интересно отметить, что если в сильно глинистых алевролитах и в аргиллитах, почти лишенных примеси алевритового материала, описываемые слойки нередко выделяются благодаря резкому объемному преобладанию в них почти белых кварцевых «скорлупок», то в алевролитах слабо глинистых или почти не глинистых они часто отчетливо выделяются на общем светлом фоне этих пород вследствие преобладания в них «скорлупок» из темно-коричневого железисто-глинистого материала.

При массовом же развитии в породе описываемых слойков, благодаря близости индивидуального состава, контуры их нередко лишь угадываются по повторяемости типичного для них оригинального скорлуповатого структурного рисунка. На периферии же в этих случаях очертания таких слойков часто совершенно теряются среди очертаний подобных же слойков или других текстурных элементов породы.

В настоящее время широкое распространение получило мнение, которое связывает возникновение в терригенных породах описанных выше и других скорлуповатых слойков с жизнедеятельностью илоедных животных (2, 4). Скорлуповатую внутреннюю структуру таких слойков обычно считают результатом физиологической дифференциации осадка, который илоедные животные пропускали через себя при передвижении.

Не отрицая какой-то доли участия илоедов в формировании некоторых структурных и текстурных особенностей терригенных пород девона, автор, в то же время, не склонен переоценивать их роль в этом вопросе. В рассмотренных же случаях он ее совершенно отрицает на основании следующего:

во-первых, в подавляющем большинстве наблюдавшихся случаев описанные скорлуповатые слойки имели лишь горизонтальное или близкое к нему залегание, что не отвечает ходам червей, ползающих, обычно, в различных направлениях и необязательно в одной плоскости;

во-вторых, у многих слойков вершины составляющих их скорлупок направлены в диаметрально противоположные стороны от общего центра, что так же вряд ли может быть убедительно объяснено с точки зрения «илоедной теории» происхождения этих слойков (табл. II, рис. 3);

в-третьих, иногда описываемые скорлуповатые слойки, тесно примыкая друг к другу и имея общую выгнутость вверх (?), располагаются друг над другом, образуя серии, в которых все слойки характеризуются одинаковыми параметрами и внутренней скорлуповатостью, направленной в одну сторону (табл. II, фото 4). Представляется невероятным, чтобы движение отдельных особей илоедных животных подчинилось какой-либо единой закономерности, заставлявшей их двигаться «сомкнутым строем», придерживаясь одной траектории, и чтобы эти особи были совершенно одинаковы;

в-четвертых, скорлуповатые слойки описанного выше типа наблюдались нами не только в глинистых породах, более или менее обогащенных алевритовым материалом, где процессы дифференциации алеврито-глинистого осадка при помощи илоедов были бы естественны, но и в чистых аргиллитах и в относительно свободных от глинистой примеси алевролитах. При этом, как уже указывалось выше, в чистых аргиллитах в составе слойков нередко преобладали «скорлупки», состоящие из зернистого кварца, не наблюдавшегося во вмещающей породе, а в алевролитах, наоборот, преимущественное развитие в слойках имели глинистые «скорлупки» при отсутствии или очень малом содержании глинистого материала во вмещающей породе.

Если даже не принимать во внимание почти обязательного горизонтального или близкого к нему залегания рассматриваемых слойков и допустить, что, проникая в чистый глинистый осадок, илоеды в какой-то его части могли заполнить свои ходы алевритовым материалом, набранным ими в смежных алевритистых слоях, то преимущественно глинистый состав изолированных слойков в слабо или совершенно не глинистых алевролитах объяснить деятельностью илоедов, на наш взгляд, невозможно.

Таким образом, фактические данные о скорлуповатых слойках во многих случаях никак не согласуются с представлениями о жизнедеятельности илоедов, а потому и не позволяют нам принять так называемую «илоедную теорию» их происхождения, нередко огульно распространяемую на все случаи внутренней скорлуповатости некоторых текстурных элементов терригенных пород девона.

Несколько ранее, в работе «К изучению проблематики органического происхождения в терригенных породах девона Татарии»* мы уже останавливались на описании некоторых структурно-текстурных форм, которые, по нашему мнению, имеют растительное, в частности, водорослевое происхождение. В данном случае особый интерес для нас представляют две из них: плоская желваковидная или, возможно, лепешкообразная форма с концентрически скорлуповатым внутренним строением, приведенная в таблице II на фото 5, и зонтичная многоярусная форма, структурные элементы которой в вертикальных сечениях так же нередко характеризуются скорлуповатой внутренней структурой (табл. II, фото 6).

В свете сказанного автору представляется более вероятным, что рассмотренные выше слойки скорлуповатой внутренней структуры не являются самостоятельными структурно-текстурными элементами породы, а представляют собой, в одних случаях, лишь вертикальные сечения концентрически-скорлуповатой плоской желвако- или лепешковидной формы, а в других случаях—вертикальные сечения отдельных структурных элементов зонтичной многоярусной формы или, возможно, каких-либо других форм, близких им по конфигурации, внутренней структуре и происхождению.

* Сдается в печать одновременно с настоящей работой (см. Известия КФАН СССР, серия геол. наук, № 7, 1959).

Таблица I

- Рис. 1. Агрегатные скопления зернистого кварца округлой формы.
 Рис. 2. То же овальной формы.
 Рис. 3. То же серповидной, скорлуповатой и линзовидной формы.
 Рис. 4 и 5. То же стеблевидной формы. Продольные и поперечные сечения.
 Рис. 6. То же веерообразной (а, б), сердцевидной формы (г, д, е) и других разнообразных форм (в, ж, з, и, к).
 Фото 7. Аргиллит-алевролит сидеритистый биоморфной структуры. Ромашкино, скв. 10, обр. 499. Живетский ярус. Горизонт ДII Ув. 1,28.
 Фото 8. Алевролит слабо глинистый биоморфной структуры. Ново-Никольское, скв. 84, обр. 149. Живетский ярус. Горизонт ДIII Ув. 1,23.

Таблица II

- Фото 1. Глинисто-алевролитовая порода, переполненная биоморфными скоплениями зернистого кварца. Ромашкино, скв. 67, обр. 28. Живетский ярус. Горизонт ДII. Пришлифовки: а—горизонтальная, ув. 1,33; б—вертикальная, ув. 1,12.
 Рис. 2. Биоморфные скопления железисто-глинистого материала в глинистом алевролите. Сергеевка, скв. 13, обр. 48. Живетский ярус. Горизонт ДII Ув. 1,12.
 Рис. 3. Слойки скорлуповатой внутренней структуры. Живетский ярус. Ув. 1,5—2.
 Фото 4. Серии слоев скорлуповатой внутренней структуры в сидеритистом аргиллит-алевролите. Ромашкино, скв. 67, обр. 29. Живетский ярус. Горизонт ДII. Ув. 1,17.
 Фото 5. Плоская желваковидная форма концентрически-скорлуповатого внутреннего строения в слойчатом аргиллит-алевролите. Ромашкино, скв. 44, обр. 85. Живетский ярус. Горизонт ДII. Ув. 1,46.
 Фото 6. Отпечаток-слепок «зонтика»—одного из составных элементов зонтичной многоярусной формы. Ромашкино, скв. 13, обр. 89. Живетский ярус. Горизонт ДII. Ув. 1,28.

Таблица III

- Фото 1. Стеблевидные кварцевые образования скорлуповатой внутренней текстуры, обособляющиеся в сидеритовой глинисто-алевролитовой породе. Ромашкино, скв. 75, обр. 11. Живетский ярус. Горизонт ДIII. Ув. 1,33.
 Фото 2. Породообразующие зернисто-кварцевые образования скорлуповатой внутренней структуры, разобщенные сидеритистым глинистым материалом. Куакбаш, скв. 82, обр. 68. Живетский ярус. Горизонт ДII. Ув. 1,56.
 Фото 3. То же. Куакбаш, скв. 82, обр. 69. Живетский ярус. Горизонт ДII. Ув. 1,56.
 Фото 4. Стеблевидные кварцевые образования в слоево-слоистом алевролите. Абдрахманово, скв. 528, обр. 54. Франский ярус. Кыновская свита. Ув. 1,19.
 Фото 5. Алевролит глинистый с массовым развитием слоев скорлуповатой внутренней структуры. Ново-Никольское, скв. 84, обр. 150. Живетский ярус. Горизонт ДIII. Ув. 1,33.
 Фото 6. Сидеритистый глинистый алевролит биоморфной структуры, биогенно-слойчатой текстуры с округлыми скоплениями мелких (в 1—1,5 мм) зернисто-кварцевых образований. Уральская площадь, скв. 548, обр. 1510. Живетский ярус. Горизонт ДIII. Ув. 1,68.

дению. Нетрудно представить, что любое вертикальное сечение через плоский концентрически скорлуповатый желвак, приведенный в табл. II на фото 5, даст в разрезе породы структурно-текстурированный рисунок, аналогичный описанным скорлуповатым слоям с направлением вершин составляющих их скорлупок в противоположные стороны, а многие из таких же сечений через дугообразно-ребристые отпечатки-слепки (табл. II, фото 6), составляющие зонтичные многоярусные формы, при достаточно выраженной ребристости и загнутой ребер, в ряде случаев могут дать в вертикальном разрезе породы подобные же «слойки», но с направлением вершин «скорлупок» в одну сторону.

Рассмотренными линзовидными скорлуповатыми слоями далеко не исчерпываются все случаи внутренней скорлуповатости отдельных текстурных элементов терригенных пород девона. В качестве внутренней структуры скорлуповатость нередко наблюдается и у некоторых других — стеблевидных или неправильной формы, зернисто-кварцевых образований, встречающихся в терригенных породах как живетского, так и нижнефранского возраста (табл. III).

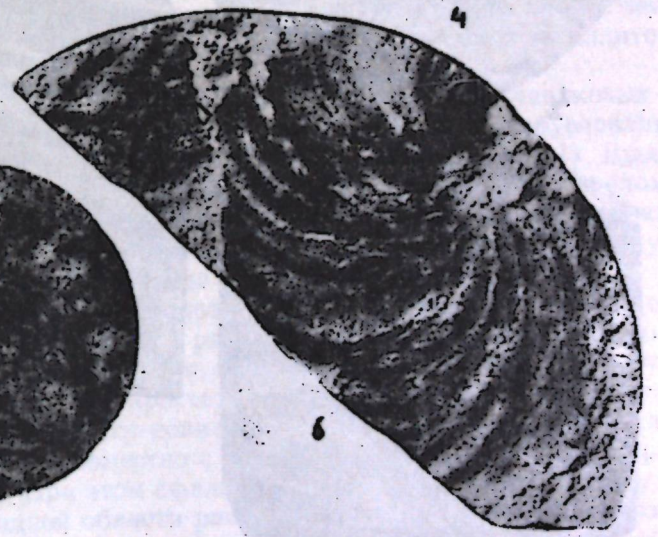
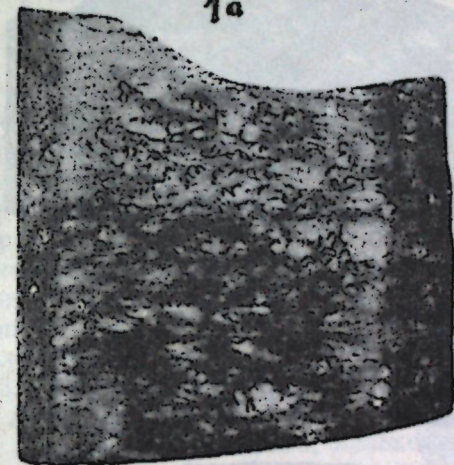
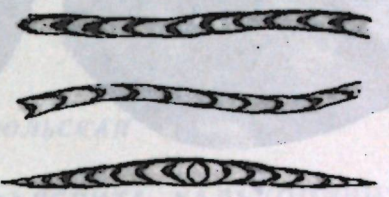
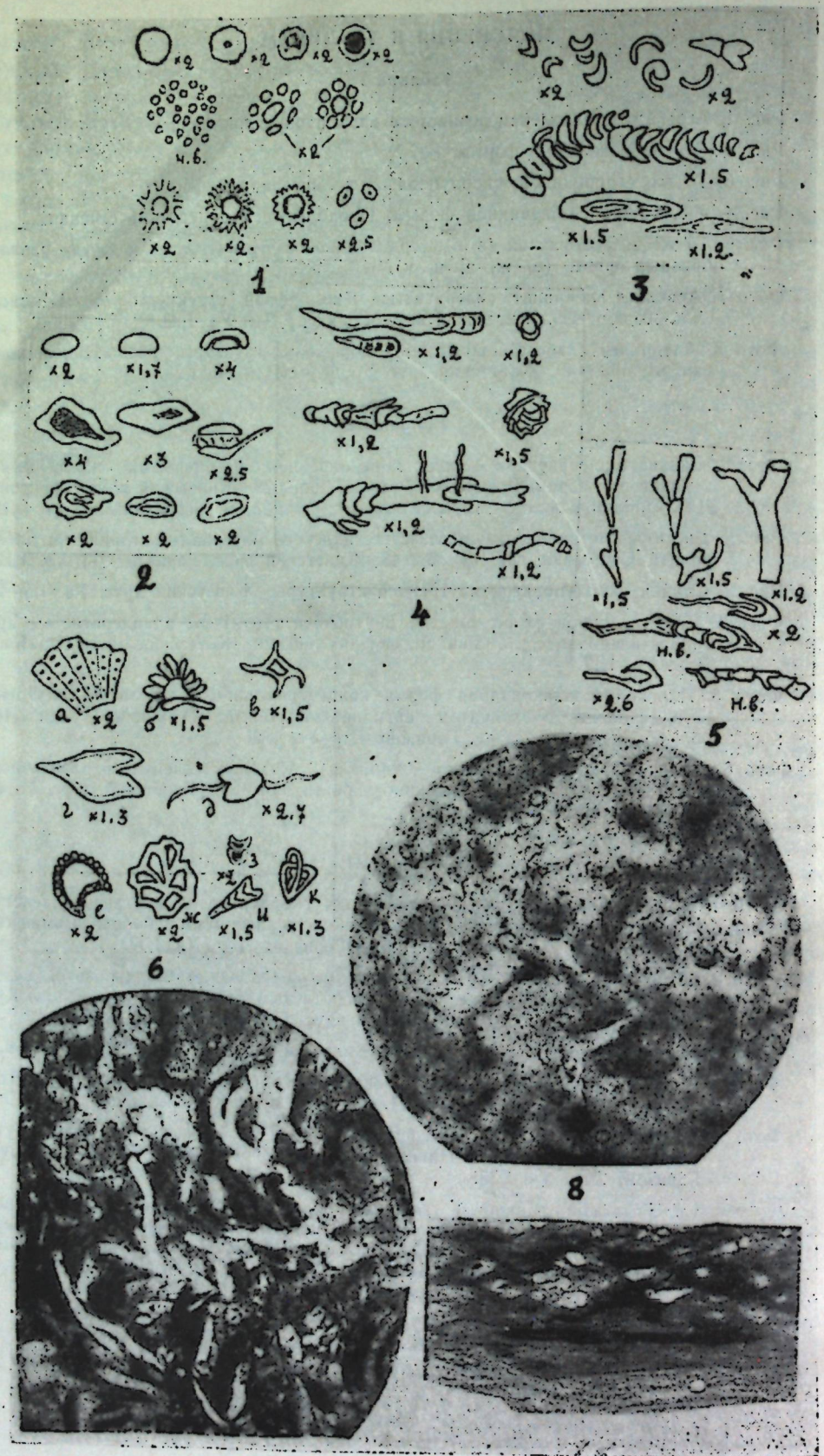
Условия статьи не позволяют нам остановиться подробно на всех этих случаях. Здесь отметим только, что из указанных образований зернистого кварца со скорлуповатой внутренней структурой лишь стеблевидные по своей конфигурации имеют, возможно, некоторое сходство с выполненными кварцем ходами червей. Однако наблюдавшиеся детали внутреннего строения большинства из них и характер преимущественно горизонтального их размещения в породах во многих случаях так же мало согласуются с представлениями о жизнедеятельности илоедов и, в то же время, наводят на мысль о генетической связи многих из этих зернисто-кварцевых образований с растительными остатками.

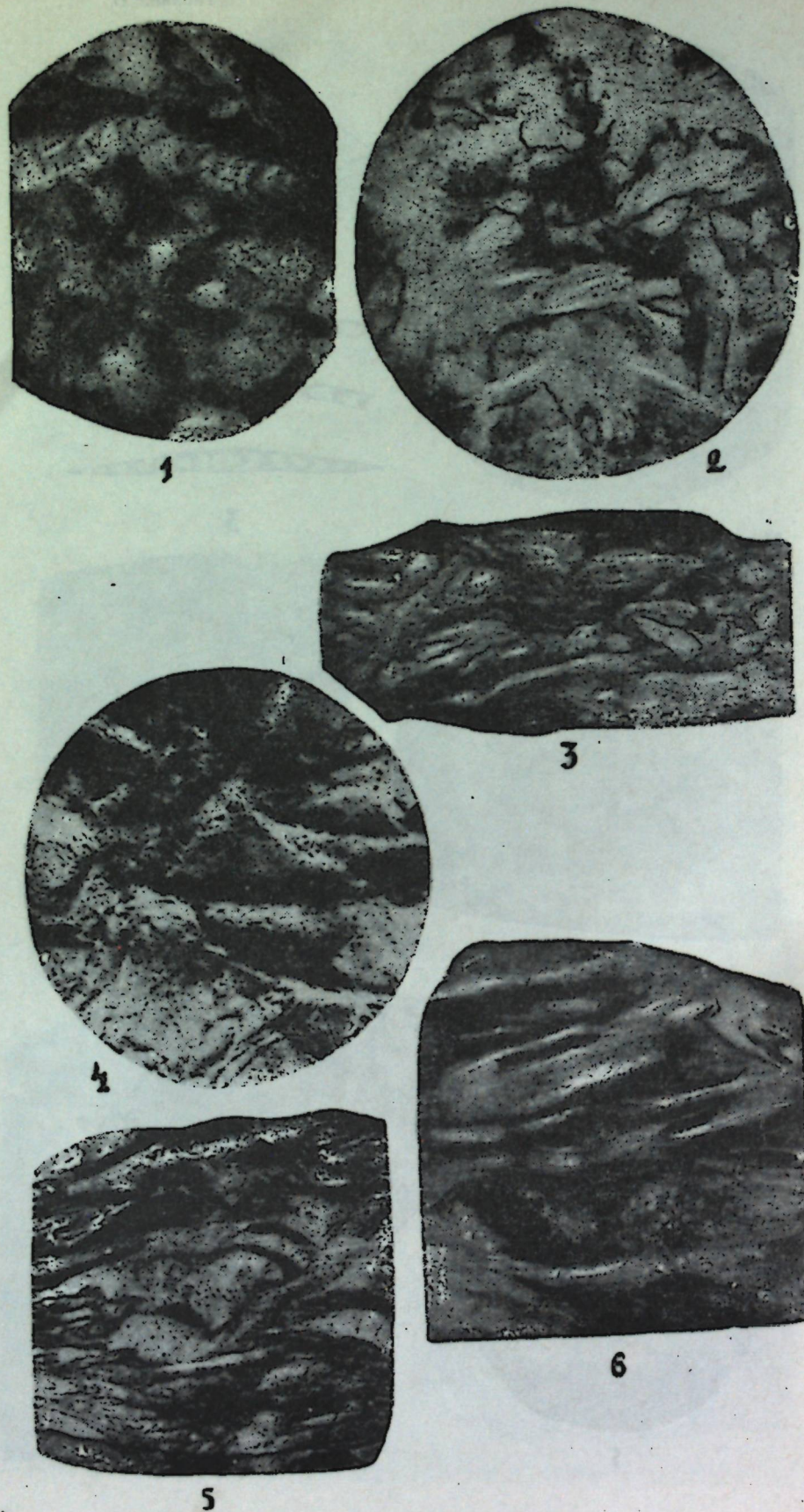
Если учесть всю цепь геологических и геохимических процессов, протекавших в так называемой терригенной толще девона с начала накопления осадков и до наших дней, а также исключительную способность растительных остатков и особенно водорослей к силицификации, то метасоматическое происхождение описанных биоморфных кварцевых образований в результате полного окремнения растительных организмов и их остатков представляется нам еще более вероятным.

Не исключена, по нашему мнению, возможность, что в некоторых случаях и сами рассмотренные выше породы, обладающие биоморфными структурами, претерпев глубокий метаморфизм, в корне изменили свой первоначальный, возможно, даже существенно карбонатный, минеральный состав, внешний облик и физические свойства. Для выяснения этого, однако, требуются специальные тщательные исследования, для проведения которых автору не было представлено возможности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ботвинкина Л. Н., Рухин Л. Е., Хворова И. В. Полевые наблюдения над структурами и текстурами осадочных пород. Методы изучения осадочных пород. Том I, глава III. Госгеолгиздат, 1957.
2. Вассович Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках). Труды Львовского геологического общества, сер. геолог., т. 3, 1953—1954.
3. Методы изучения осадочных пород. Том II, глава V, Госгеолтехиздат, 1957.
4. Саркисян С. Г. и Михайлова Н. А. Некоторые текстурные особенности пород терригенной толщи девона Башкирской и Татарской АССР. Бюлл. Моск. общ. испит. природы. Отд. геол. № 6, 1956.





Г. Л. МИРОПОЛЬСКАЯ

**О РАСПРОСТРАНЕННОСТИ СФАЛЕРИТА, ХАЛЬКОПИРИТА,
ГАЛЕНИТА В ЭЙФЕЛЬСКО-ПАШИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
НА ВОСТОКЕ ТАТАРИИ**

В статье освещается распределение в пространстве и во времени сфалерита, халькопирита, галенита и некоторых сопровождающих минералов на территории востока Татарии. Одновременно прослеживается приуроченность тех или иных сульфидов к разным типам пород. В некоторой степени затрагивается форма и характер выделений сульфидов в породах. Анализ всей совокупности поставленных вопросов позволяет в какой-то мере коснуться генезиса сульфидов в терригенной толще девона. Это тем более необходимо, что генезис сульфидов цинка, меди и свинца в осадочных образованиях вызывает в настоящее время немало полемических выступлений (Н. В. Кирсанов, 1954; М. М. Константинов, 1952, 1954; Л. М. Миропольский с соавторами, 1951, 1952, 1954, 1955; Б. А. Успенский, 1954 и др.).

Выделения сфалерита, халькопирита, галенита зафиксированы автором в 270 слоях по 106 скважинам на территории востока Татарии. Выделения отмеченных сульфидов прослеживаются по всему разрезу эйфельско-живетско-пашийских образований, объединяющих пять продуктивных горизонтов-пачек (Д₅, Д₄, Д₃, Д₂, Д₁) и разделяющих их аргиллитовых перемычек или пачек.

Ограниченная область распространения гравийно-песчаниковых образований эйфельского яруса (?), то есть горизонта Д₅, обуславливает малую распространенность сульфидов в этой толще (см. рис. 1). Выделения сульфидов здесь констатируются в 6 разрезах скважин, расположенных почти исключительно вблизи кристаллического фундамента — южного купола Татарского свода (дд. Байгулово, Чупаево, Павловка, Тумутук, Бирючевка, Сергеевка). Выделения сульфидов отмечаются по всему разрезу горизонта Д₅. При этом установлено, что количество выделений сульфидов возрастает снизу вверх по разрезу пачки-горизонта Д₅, а граница их распространения передвигается с юга на север к области, непосредственно приближающейся к кристаллическому фундаменту. Сфалерит и халькопирит устанавливаются совместно по всему разрезу горизонта Д₅. Галенит же отмечается совместно с другими минералами лишь в верхней половине горизонта. При этом сфалерит и галенит по преимуществу прослеживаются в западной области распространения осадков горизонта Д₅, а халькопирит — чаще в восточной.

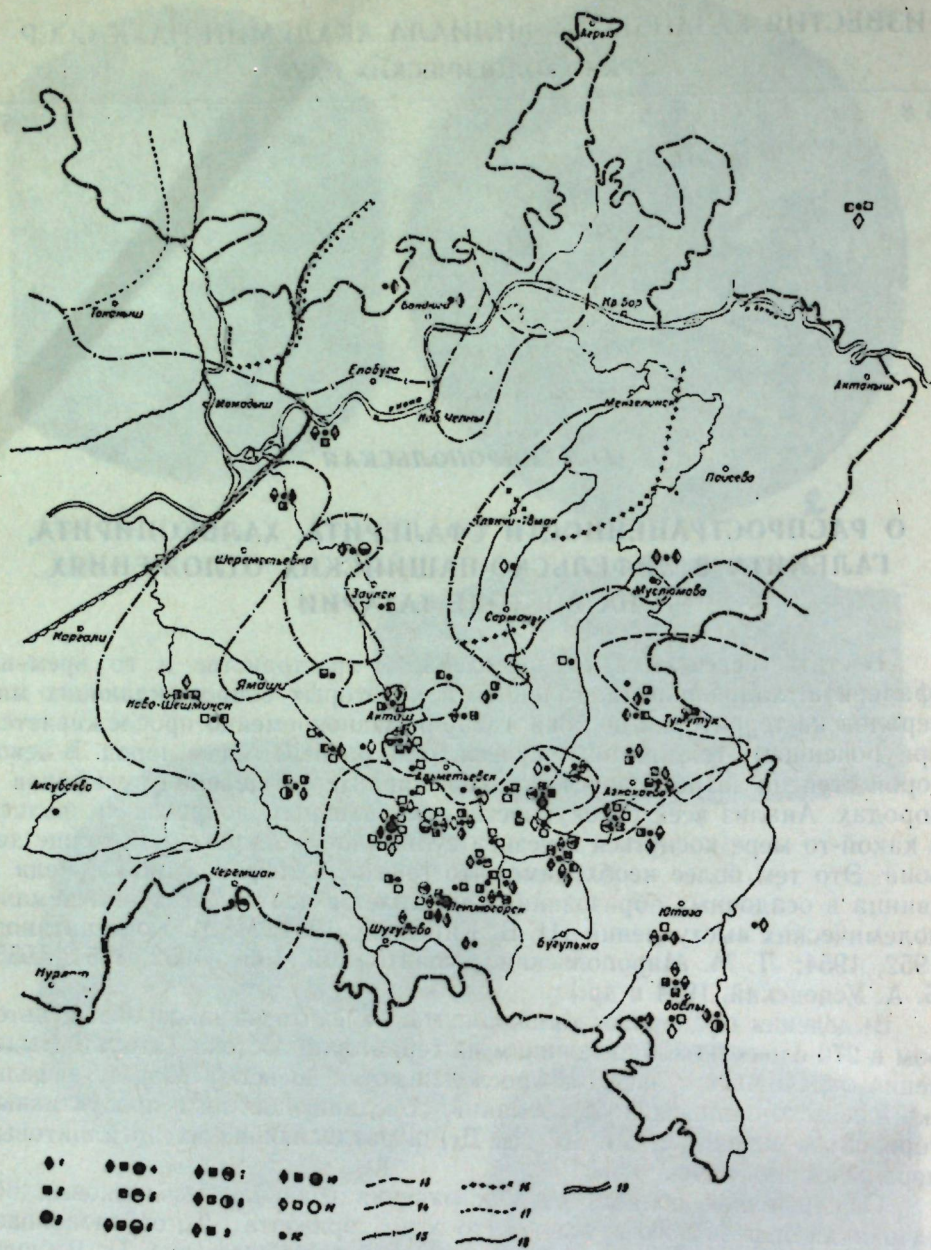


Рис. 1. Распространенность сфалерита, халькопирита, галенита в эйфельско-живецких отложениях.

Условные обозначения:

1—сфалерит, 2—халькопирит, 3—галенит. Выделения сульфидов: 4—в горизонте Д₅ эйфельского яруса, 5—карбонатно-(алевролитно)-аргиллитовой пачке эйфельского яруса, 6—в горизонте Д₄ нижеживецкого подъяруса, 7—в алевролитно-аргиллитовой пачке нижеживецкого подъяруса, 8—в горизонте Д₃ верхнеживецкого подъяруса, 9—в карбонатно-аргиллитовой пачке, 10—в горизонте Д₂, 11—в верхней алевролитно-(песчанико)-аргиллитовой пачке верхнеживецкого подъяруса, 12—скважины, в которых обнаружены сульфиды. Границы распространения образований: 13—горизонта Д₅, 14—карбонатно-аргиллитовой пачки эйфельского яруса, 15—горизонта Д₄ нижеживецкого подъяруса, 16—алевролитно-аргиллитовой пачки нижеживецкого подъяруса, 17—горизонта Д₃ верхнеживецкого подъяруса, 18—карбонатно-аргиллитовой пачки и горизонта Д₂, 19—верхней алевролитно-(песчанико)-аргиллитовой пачки верхнеживецкого подъяруса.

Выделения сульфидов в горизонте Д₅ обнаружены в разных типах пород. Чаще они отмечаются в глинистых плотных разностях пород: глинистых песчаниках, глинистых алевролитах, аргиллитах и оолитовых сидерито-шамозитовых рудах. У д. Сергеевка сфалерит, халькопирит, галенит констатируются в пористых песчаниках и гравелитах, которые господствуют в сложении пачки. В плотных глинистых образованиях мелкие выделения сульфидов приурочены либо к полостям трещинок, по стенкам которых устанавливаются выделения какого-то бурого органического вещества, либо к участкам, обогащенным углистым детритом. В полостях трещинок, кроме выделений сфалерита, халькопирита, галенита, наблюдаются кристаллы, стяжения пирита и иногда тонкозернистый кварц. В местах скопления углистого детрита выделения сфалерита (д. Байгулово) и галенита (д. Чупаево) достигают нескольких сантиметров. В галените при этом наблюдаются мелкие вкрапления сфалерита, халькопирита и более значительные — пирита и тонкозернистого кварца.

В перекрывающих отложениях карбонатно-(алевролитно)-аргиллитовой пачки эйфельского яруса сульфиды констатируются в двух разрезах скважин. Так, галенит наблюдается у д. Салейкино по трещинкам в стяжениях сидерита среди чешуйчатых зеленовато-серых аргиллитов, а халькопирит — в участках, импрегнированных пиритом, среди сильно алевролитовых аргиллитов.

В живецком ярусе сульфиды получают широкое распространение. Так, в нижней гравийно-алевролитно-песчаниковой пачке (горизонте Д₄) выделения сульфидов отмечаются в 10 разрезах скважин, располагающихся в виде узкой полосы, огибающей с северо-запада (дд. Соболеково, Байгулово, Смычка, Мордовский Актас), юга (дд. Васильевка, Кудашево) и юго-востока (дд. Бирючевка, Октябрь Буляк, Уразаево) выступ кристаллического фундамента, оставшийся в нижеживецкое время не охваченным трансгрессией девонского моря. Исключение составляет район пос. Бавлы (д. Икбиек), где также отмечены выделения сульфидов в горизонте Д₄.

Основная масса выделений сульфидов приурочивается к нижней части разреза пачки (горизонта Д₄); притом на северо-западе и юге. Реже сульфиды констатируются в средней части разреза пачки на юго-востоке полосы их распространения и иногда в кровле пачки на юге. Следовательно, с течением времени происходит сокращение количества выделений сульфидов и одновременно наблюдается перемещение границы их распространения с северо-запада на юго-восток.

Среди сульфидов в горизонте Д₄ господствуют сфалерит и халькопирит. Реже встречается галенит и изредка, по предварительным данным, борнит, ковеллин. Все отмеченные минералы устанавливаются либо одновременно (д. Мордовский Актас), либо ассоциируют по два, реже по три минерала. Лишь сфалерит и халькопирит иногда образуют самостоятельные выделения. Для сфалерита характерно повсеместное распространение. При этом выделения его мигрируют с течением времени из северо-западных районов на юго-восток. Халькопирит, также перемещаясь по разрезу пачки, не отмечается на северо-западе. Галенит, встречаясь совместно с вышеуказанными минералами, господствует в кровле пачки из более южных районов.

Основная масса выделений сульфидов связана с пористыми мелкозернистыми песчаниками, господствующими в сложении пачки (горизонта Д₄). В порах, кроме отмеченных сульфидов, наблюдаются тонкозернистый кварц и пирит. Иногда выделения сфалерита импрегнируют значительные участки породы (д. Байгулово), как и в горизонте Д₅. Реже сфалерит и халькопирит отмечаются в глинистых, желтовато-буроокра-

шленных алевролитах, которые замещают участками песчаники в средней части разреза пачки на Азнакаевской площади и в кровле на Бавлинской. Выделения сульфидов в глинистых алевролитах совпадают с участками либо сидеритовыми, по трещинкам в которых наблюдаются крупные выделения сфалерита (д. Октябрь Буляк), либо импрегнированными пиритом. Внутри стяжений пирита констатируется сфалерит или кварц с халькопиритом (дд. Уразаево, Икбиек).

В перекрывающей алевролит-аргиллитовой пачке нижнеживетского подъяруса выделения сульфидов констатируются в 14 разрезах скважин, которые образуют на западе и востоке Ромашкинского месторождения как бы две дуги, обращенные друг к другу выпуклыми сторонами в районе скв. 503 на Ромашкинской площади (дд. Бикасаз, Мордовский, Акташ, Миннибаево, Васильевка, Туктар, Сергеевка, Воздвиженка, Тукмак и дд. Мальбагуш, Павловка, Бирючевка, Балтачево, Крым-Сарай, Икбиек). Следовательно, граница распространения сульфидов несколько сдвинулась на юго-запад и юго-восток, по сравнению с горизонтом Д₃.

В разрезе пачки сульфиды пользуются неодинаковым распространением. Максимальное развитие их совпадает с кровлей пачки, несколько меньшее — с подошвой. Очень редко сульфиды прослеживаются в средней части пачки. Совместное распространение сфалерита, халькопирита, галенита в подошве пачки совпадает с южным окончанием обеих полюсов распространения сульфидов. В средней части пачки три указанных сульфидов отмечаются порознь на востоке. В кровле пачки халькопирит прослеживается на северо-западе, сфалерит на юго-западе, а галенит, наиболее часто здесь встречающийся, на востоке.

Выделения сульфидов наблюдаются во всех типах пород, установленных в рассматриваемой пачке, но в обратной зависимости от их роли в сложении пачки. Наибольшее распространение сульфиды имеют в оолитовых сидерито-шамозитовых рудах. Реже они отмечаются в сильно алевритовых и сидерито-алевритовых аргиллитах. Во всех этих разностях сульфиды приурочены к трещинкам, секущим линзы, стяжения сидерита или сидеритизированные участки. По стенкам трещинок часто прослеживаются корочки пирита или сидерита. Полости же трещинок нередко выполнены пиритом, тонкозернистым кварцем, халькопиритом, иногда в ассоциации со сфалеритом и галенитом. Реже в этих же разностях пород выделения сульфидов приурочены к желвакам пирита, в полостях которых отмечается обычно галенит (дд. Бирючевка, Мальбагуш, Павловка), иногда с халькопиритом или тонкозернистым кварцем. На контакте желваков пирита с вмещающей породой изредка констатируются крупные выделения сфалерита (д. Туктар).

Кроме того, крупные выделения сфалерита устанавливаются в нехарактерных для рассматриваемой пачки алевролит-песчаниковых прослойках: в остатках обугленных растений у д. Тукмак и в трещинках в виде кристаллов у д. Мальбагуш.

Регион распространения выделений сульфидов в верхнеживетских отложениях, особенно в основании их — горизонте Д₃ — значительно расширяется за счет юго- и северо-западных районов востока Татарии. Выделения сульфидов в горизонте Д₃ устанавливаются в 19 разрезах скважин. При этом в основании пачки, горизонта Д₃, сульфиды отмечаются редко и то только на юге (дд. Крым-Сарай, Сергеевка). Количество выделений их возрастает преимущественно на юго-востоке в средней части горизонта среди глинистых образований, разделяющих песчаниковые прослои (дд. Бирючевка, Октябрь Буляк, Крым-Сарай, Ключевка, Нижние Чершелы, Старая Михайловка, Куакбаш, Сетяково, Муслимово). Наибольшего распространения сульфиды достигают в верхней более

глинистой части пачки, главным образом, в северо- и юго-западных районах (дд. Токмак, Слобода Петропавловская, Полянка, Верхний Акташ, Туктар, Сергеевка, Александровка, Воздвиженка, Муслимово, Зереклы Елга, Исергапово). Следовательно, выявляется возрастание роли сульфидов снизу вверх по разрезу горизонта Д₃ и наблюдается миграция границы их распространения с юго-востока и востока на северо-запад и запад.

Среди сульфидов повсеместным развитием в разрезе пачки, горизонта Д₃ пользуется сфалерит. Выделения сфалерита приурочены в основном к нижней половине разреза пачки. В верхней половине разреза пачки и западнее меридиана д. Ромашкино сфалерит уступает место халькопириту, хотя и отмечается часто с ним в сообществе. Кроме сфалерита и халькопирита, в кровле горизонта Д₃ изредка появляется галенит (дд. Токмак, Полянка, Исергапово) и борнит (дд. Октябрь Буляк, Нижние Чершелы).

Основная масса перечисленных выделений связана с оолитовыми сидерито-шамозитовыми рудами, аргиллитами и сильно глинистыми алевролитами, слагающими в основном глинистые перемишки в горизонте Д₃. Реже крупные выделения сфалерита с халькопиритом, тонкозернистым кварцем и галенитом с пиритом прослеживаются в песчаных алевролитах и песчаниках из кровли пачки. Выделения сульфидов в глинисто-сидеритовых образованиях приурочены к стяжениям, линзам сидерита или сидеритовым участкам, как правило, рассеченным трещинками. По стенкам трещинок нередко устанавливаются корочки сидерита, реже пирита. Полости же трещинок часто выполняет кварц со сфалеритом, а в верхней части пачки нередко и халькопирит, иногда в виде кристаллов, изредка совместно со сфалеритом и галенитом. В кровле же халькопирит и галенит наблюдаются в желваках пирита (дд. Сергеевка, Александровка, Полянка) и остатках обугленных растений (дд. Токмак, Муслимово), обычно в сопровождении тонкозернистого кварца.

Регион распространения выделений сульфидов в вышележащей карбонатно-аргиллитовой пачке значительно сокращается на северо-западе и юго-востоке, но получает широкое развитие на восточной окраине Татарии. Сульфиды здесь отмечены в 15 разрезах скважин (дд. Кухтино, Варьяш Баш, Курай-Елга, Балтачево, Бирючевка, Александровка, Сергеевка, Чупаево, Ильтень Бута, Чулпан, Красный Яр, Полянка, Ново-Троицкое), нередко в виде нескольких горизонтов. При этом зафиксировано постепенное возрастание роли сульфидов снизу вверх по разрезу пачки с максимумом в середине ее. Выявлено продвижение границы распространения сульфидов с течением времени с юга на северо-запад и северо-восток. Установлено преобладание среди сульфидов халькопирита и появления сфалерита и борнита в верхней части разреза пачки из более северных районов.

Выделения халькопирита и сфалерита прослеживаются главным образом по трещинкам в стяжениях сидерита среди чешуйчатых зеленовато-серых аргиллитов. Реже халькопирит и сфалерит отмечаются в порах и кавернах среди зернистых, битуминозных доломитов (дд. Сергеевка, Александровка) и аргиллитов доманикового типа (д. Курай-Елга). Во всех этих разностях пород сульфиды прослеживаются в полостях трещинок, стенки которых покрыты иногда корочками сидерита, реже пирита или доломита, а полости выполнены отчасти тонкозернистым кварцем. Реже халькопирит в ассоциации с кварцем или пиритом отмечается внутри желваков пирита (дд. Сергеевка, Чулпан, Курай-Елга), в остатках обугленных растений (д. Красный Яр) или по трещинкам в остатках фауны, замещенных фосфоритом (д. Чупаево).

Выделения сульфидов в алевролито-песчанниковой пачке или горизонте Д₂ отмечаются в 17 разрезах скважин, располагающихся в виде двух полос: западной (дд. Соболеково, Дербедень, Ильтень Бута, Новая Елань, Акташ, Слобода Петропавловская, Полянка) и восточной (дд. Кухтино, Варьяш Баш, Зереклы Елга, Уразаево, Балтачево, Узбьяк, Валеев Хутор, Ивгновка). Выделения сульфидов не распространяются на северные и центральные площади Ромашкинского месторождения и не отмечаются на крайнем юго-востоке.

Количество выделений сульфидов в горизонте Д₂ нарастает снизу вверх по разрезу с максимумом в верхней части горизонта и спадом к кровле. Кроме того, здесь прослеживается ранее отмеченная закономерность для верхнеживетского подъяруса: продвижение границ распространения сульфидов с юга на север с течением времени и оттеснение ее к югу в кровле.

Среди сульфидов наибольшим распространением в горизонте Д₂ пользуется халькопирит. Меньшее развитие имеет сфалерит, отмеченный в основном на севере и юго-западе. У д. Уразаево встречается и галенит. В большинстве случаев халькопирит и сфалерит наблюдаются врозь, совместно встречаясь лишь в пяти разрезах скважин.

Закономерное изменение состава пород в горизонте Д₂ с северо-запада на юго-восток обуславливает приуроченность выделений сульфидов к разным типам пород: на западе — к глинистым образованиям, в центральной части — к алевролитам, на востоке — к песчанникам. Так, среди песчанников в кровле и подошве горизонта Д₂ наблюдаются крупные выделения сфалерита по обугленным остаткам растений (дд. Узбьяк, Уразаево), иногда в сопровождении халькопирита, и более мелкие вкрапления халькопирита в желваках пирита (д. Биш-Мунча) и в порах (д. Балтачево). Несколько реже крупные же выделения сфалерита, изредка в сопровождении кварца и халькопирита прослеживаются в кровле горизонта среди буроокрашенных глинистых алевролитов, отмечаясь по трещинкам в сидеритовых участках (дд. Кухтино, Валеев Хутор). Основная же масса выделений сульфидов (халькопирита, реже сфалерита) приурочена к глинистым образованиям, разделяющим три песчанниковых прослоя или замещающим их. В глинистых перемищках сульфиды наблюдаются преимущественно в зеленовато-серых чешуйчатых аргиллитах, реже в алевритовых разностях аргиллитов. В аргиллитах сульфиды связаны со стяжениями, линзами сидерита, по трещинкам в которых и устанавливается халькопирит, нередко со сфалеритом, кварцем и пиритом. Изредка сфалерит образует в сидерите самостоятельные крупные выделения по трещинкам (дд. Дербедень, Варьяш Баш).

Выделения сульфидов в верхней алевролито-(песчанико)-аргиллитовой пачке живетского яруса устанавливаются в 26 разрезах скважин, которые группируются в две полосы: юго-западную (дд. Ново-Троицкое, Мордовский Акташ, Кульшарипово, г. Альметьевск, дд. Чупаево, Миннибаево, Васильевка, Сергеевка, Степной Зай, Нижние Чершелы) и восточную, несколько смещенную к западу по сравнению с нижележащими пачками (дд. Карашай-Саклово, Сулеево, Карабаш, Абдрахманово, Юлдуз, Биш-Мунча, Танаевка, Павловка, Крым-Сарай, Галкино, Туймазы). На Абдрахмановской площади обе полосы соединяются между собой.

Наиболее выдержаны и распространены выделения сульфидов в подошве пачки среди зеленовато-серых чешуйчатых аргиллитов. Здесь халькопирит, редко сфалерит, галенит (дд. Васильевка, Юлдуз) и борнит (д. Нижние Чершелы) приурочиваются к полостям трещинок в линзах, стяжениях сидерита. Сопровождающими минералами в них являются

сидерит, пирит по стенкам трещинок, а в полостях — тонкозернистый кварц. Сфалерит в нижней части разреза пачки наблюдается среди мало-мощных прослоев алевролитов, притом или в сидеритовых трещиноватых участках, или в остатках обугленных растений (дд. Сергеевка, Галкино).

Изредка сфалерит с сопровождающими минералами устанавливается в средней части пачки в основном на западе в алевролито-песчанниковом прослое «Д». Здесь сфалерит наблюдается по трещинкам в песчаных и глинистых алевролитах, оолитовых сидерито-шамозитовых рудах, а халькопирит — в желваке пирита из нефтенасыщенных песчанников (д. Миннибаево).

Выше по разрезу пачки, над прослоем «Д», количество выделений сульфидов, в основном халькопирита, возрастает и ограничивается западом. Здесь халькопирит связан с сидеритовыми участками в сильно глинистых алевролитах и аналогичных им алевритовых аргиллитах, по трещинкам в которых наблюдаются корочки сидерита, пирита, а в полостях — более поздние выделения тонкозернистого кварца, изредка апатита (дд. Чупаево, Карабаш, Туймазы). По обугленным остаткам растений отмечены выделения галенита (д. Юлдуз). Изредка в этой части разреза пачки халькопирит, сфалерит, апатит, пирит, кварц прослеживаются в зеленовато-серых чешуйчатых аргиллитах, как и в основании пачки.

Таким образом, в верхней пачке живетского яруса установлено, что 1) распространенность выделений сульфидов снизу вверх по разрезу резко снижается, несколько возрастающая над прослоем «Д» в верхней части пачки; 2) с течением времени происходит перемещение области распространения сульфидов с юга на северо-запад; 3) среди сульфидов максимальное развитие имеет халькопирит, меньшее — сфалерит в верхней части пачки, незначительное — галенит и борнит; 4) к сопутствующим минералам добавляется апатит, прослеживающийся в виде маркирующего горизонта над прослоем «Д».

В пашийской свите выделения сульфидов локализируются на ограниченной территории (см. рис. 2), охватывающей Миннибаевскую, Абдрахмановскую и Ромашкинскую площади. Редко сульфиды наблюдаются на крайнем востоке Татарии и в других пунктах. На этом узком участке выделения сульфидов отмечаются в разрезах 66 скважин неоднократно (по 114 слоям), но распределяются по разрезу горизонта Д₁ или пашийской свиты неоднородно. Так, например, в нижнем наиболее мощном алевролито-песчанниковом прослое «Г» халькопирит и сфалерит мало распространены в порах среди песчанников из подошвы и кровли прослоя. Чаще они устанавливаются в глинисто-алевролитовых образованиях, наблюдаемых между песчаниковыми пропластками в прослое «Г», особенно часто между средним и верхним. В большинстве случаев (по 21 скважине) выделения сульфидов, во-первых, приурочены к трещинкам, секущим стяжения сидерита в алевролито-аргиллитовых породах, и реже к порам в песчанниках, и, во-вторых, локализируются на территории, охватывающей Миннибаевскую, север Ромашкинской и запад Абдрахмановской площадей и редкие пункты на северо- и юго-востоке Татарии.

Широко развиты (в 14 скважинах) выделения халькопирита, реже сфалерита и иногда галенита в алевролито-аргиллитовом комплексе пород, наблюдаемом в глинистом разделе между прослоями «Г» и «В». Площадь распространения сульфидов здесь почти полностью совпадает с регионом развития их в прослое «Г», лишь несколько увеличиваясь за счет большего охвата Абдрахмановской и Ромашкинской площадей, но сокращаясь на восточной окраине Татарии.

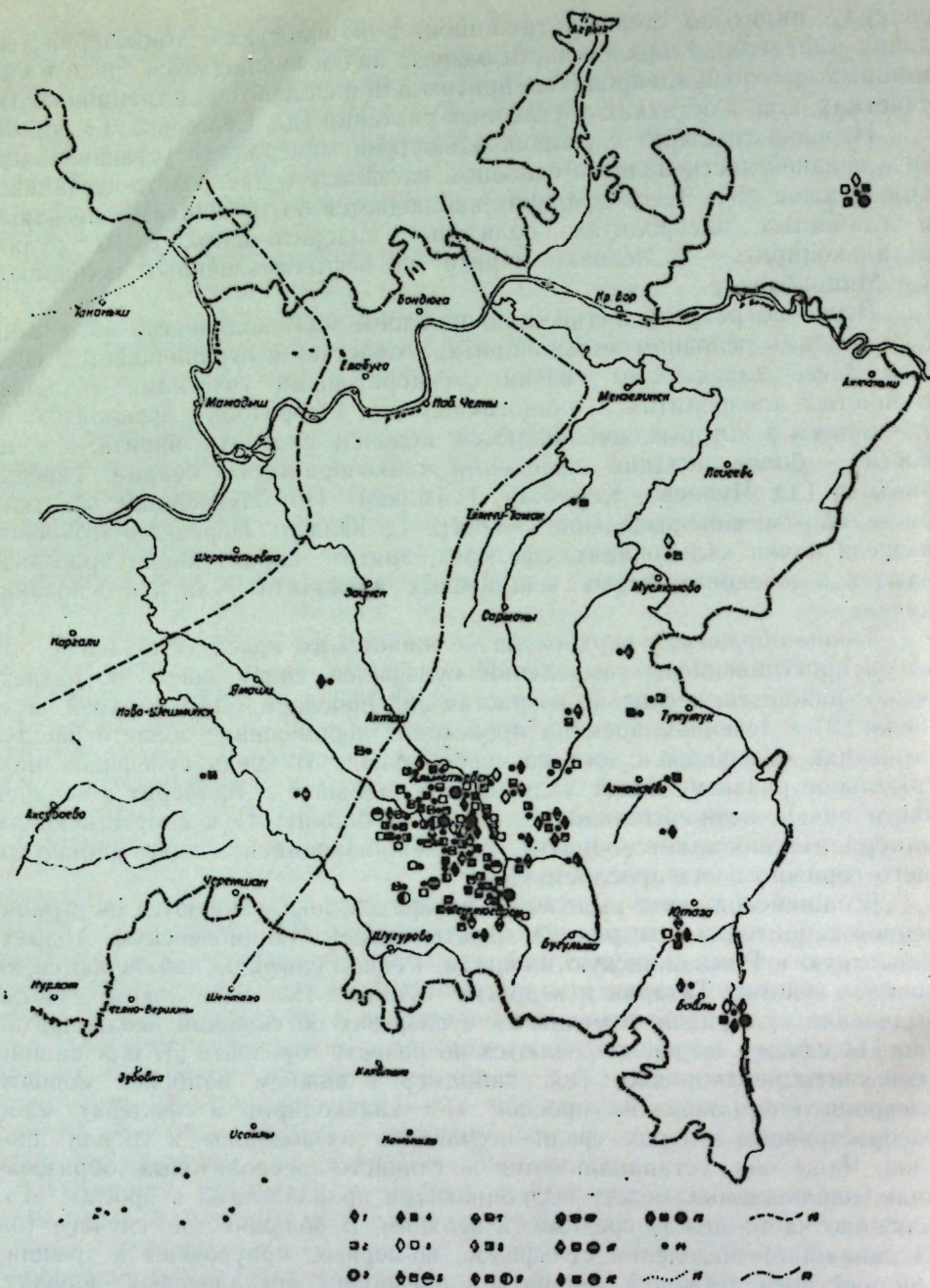


Рис. 2. Распространенность сфалерита, халькопирита, галенита в пашийской свите:

Условные обозначения:

1 — сфалерит, 2 — халькопирит, 3 — галенит; выделения сульфидов: 4 — в подошве песчаникового прослоя «Г» или пашийской свиты, 5 — в песчаниковом прослое «Г», 6 — в глинистой перемычке между прослоями «Г» и «В», 7 — в песчаниковом прослое «В», 8 — в глинистом разделе между прослоями «В» и «Б», 9 — в песчаниковом прослое «Б», 10 — между песчаниковыми пропластками в прослое «Б», 11 — в глинистой перемычке между песчаниковыми прослоями «Б» и «А», 12 — в песчаниковом прослое «А», 13 — в кровле пашийской свиты, 14 — скважины, в которых обнаружены сульфиды, 15 — граница предполагаемого распространения осадков пашийской свиты, 16 — граница распространения пашийских отложений, 17 — восточная граница частичного размытия образований пашийской свиты.

В алевролито-песчаниковом прослое «В» халькопирит и сфалерит устанавливаются в порах среди глинисто-песчаных алевролитов лишь у дд. Верхняя Мактама и Сулеево.

Максимального развития (18 скважин) выделения халькопирита, реже сфалерита достигают в глинистом разделе между песчаниковыми прослоями «В» и «Б». Они прослеживаются в полосе, протягивающейся с северо-запада от Акташской площади на юго-восток к Бавлинскому месторождению.

Площадь развития выделений халькопирита, реже сфалерита, иногда галенита достигает максимума в алевролито-песчаниковом прослое «Б», особенно в глинистых перемычках между песчаниковыми пропластками. Выделения сульфидов здесь охватывают крайние северо-западные пункты на Поповской площади и продолжаются на юго-восток к Крым-Сарайской площади.

Количество выделений тех же трех сульфидов в перекрывающей глинистой перемычке между песчаниковыми прослоями «Б» и «А» резко сокращается (в 7 скважинах), а граница их распространения перемещается на юго-запад, охватывая часть Ново-Ибрайкинской, Черемшанской и Ромашкинской площадей.

В песчаниках прослоя «А» халькопирит, сфалерит и галенит отмечаются только у дд. Кухтино, Чулаево, Юлдуз, Раковка.

Однако в кровле пашийской свиты снова возрастает количество выделений сульфидов, среди которых, наряду с халькопиритом, немало важное значение приобретает сфалерит и некоторое — галенит, а регион их распространения расширяется, перекрывая почти всю территорию Ромашкинского месторождения, за исключением севера Сулеевской и Акташской площадей.

Таким образом, 1) устанавливается неодинаковая территориальная распространенность выделений сульфидов в разрезе пашийской свиты. Так, начиная от подошвы свиты до кровли песчаникового прослоя «Б» происходит постепенное наращивание территории развития выделений сульфидов от наиболее приподнятых участков Ромашкинского месторождения сначала на юго-восток, а затем на северо-запад. Выше прослоя «Б» регион распространения сульфидов перемещается на юго-запад, а в кровле перекрывает большую часть Ромашкинского месторождения. В целом же выделения сульфидов ограничиваются, по преимуществу, наиболее приподнятыми участками Ромашкинского месторождения: Миннибаевской, Абдрахмановской и Ромашкинской площадями; 2) подмечается неоднородная роль выделений сульфидов в разрезе пашийской свиты с наибольшим развитием в глинистых образованиях, точнее — в глинистых перемычках между песчаниковыми прослоями («Г» и «В», «В» и «Б», в кровле) и отдельными песчаниковыми пропластками в них (в прослое «Г», в прослое «Б»); 3) среди сульфидов в пашийской свите господствует халькопирит, несколько в меньшей степени развит сфалерит, реже, и то в верхней половине свиты, отмечается галенит. Среди сопровождающих минералов преобладает сидерит, реже пирит, кварц и между прослоями «В» и «Б» иногда апатит (д. Тат. Шуган); 4) наибольшая приуроченность сульфидов совпадает с глинистыми разностями пород, по преимуществу с трещинками в них, по стенкам которых наблюдаются выделения какого-то органического вещества, сидерита, пирита, а в полостях — тонкозернистого кварца, халькопирита, реже сфалерита и галенита. Нередко кристаллы сфалерита и агрегатные скопления халькопирита наблюдаются в остатках обугленных растений (дд. Кухтино, Сулеево, Кульшарипово, Туктар, Чулаево, Ромашкино, Куакбаш, Горкино и др.). В желваках пирита нередко уста-

наливается халькопирит (дд. Уразаево, Миннибаево, Кульшарипово, Александровка). В пашийской свите нередко выделения трех сульфидов в породах песчаников, обычно нефтенасыщенных.

Приведенный выше обзор распространенности сульфидов в терригенной толще девона позволяет высказать ряд положений.

1. В эйфельское и нижнеживетское время устанавливается тесная связь выделений сульфидов с кристаллическим фундаментом, так как сульфиды обычно констатируются в зоне, примыкающей к выступам кристаллического фундамента, и поэтому продвижение береговой линии девонского моря, т. е. расширение трансгрессии, достигшей максимума в горизонте Д₃, вызывает продвижение границы распространения сульфидов в том же направлении.

2. В верхнеживетском подъярусе выделения сульфидов приурочены в основном к периферийной зоне южного купола Татарского свода и зонам погружения на нем, т. е. районам, подверженным наибольшим тектоническим нарушениям. Подобная закономерность, распространяясь и на более древние отложения, с большей отчетливостью улавливается начиная с верхнеживетского времени, когда перестал уже оказывать непосредственное влияние кристаллический фундамент.

3. Приуроченность выделений сульфидов в пашийской свите наблюдается в наиболее приподнятом участке южного купола Татарского свода. Это, видимо, связано с интенсивным нефтенасыщением пород, создающим зону с постоянной восстановительной средой.

4. Выделения сульфидов устанавливаются по всему разрезу эйфельско-живетско-пашийских отложений, нередко в виде нескольких горизонтов. При этом наблюдается ритмичность в распределении выделений сульфидов как по всему разрезу эйфельско-живетско-пашийских образований, так и по разрезам продуктивных горизонтов и разделяющих их аргиллитовых пачек; в которых максимальная концентрация сульфидов связана то с подошвой горизонтов (Д₅, Д₃, Д₁), то кровлей (Д₄), то средней или верхней частью пачек (карбонатно-аргиллитовая, Д₂ и другие).

5. Выделения сульфидов отмечаются во всех типах пород, слагающих эйфельско-живетско-пашийские наслоения: от карбонатно-глинистых до песчано-гравийных. Однако, основная масса выделений сульфидов совпадает не с пористыми алевролитопесчаникогравийными разностями пород, господствующими в сложении продуктивных горизонтов, а с плотными алеврито-глинистыми и сидеритовыми образованиями: аргиллитами, глинистыми алевролитами, оолитовыми сидеритошамозитовыми рудами.

6. Выделения сульфидов прослеживаются в породах лишь в местах, в которых создавалась после литификации осадков восстановительная обстановка. Так, в пористых разностях пород условиями, способствующими выпадению сульфидов, были: нефтенасыщение, пути миграции каких-то органических веществ, локализация углистого детрита и остатки самих обугленных растений. В глинистых плотных образованиях сульфиды в основной своей массе приурочиваются к стяжениям, линзам сидерита, реже пирита.

7. Среди сульфидов наибольшее распространение имеют сфалерит и халькопирит. Реже отмечается галенит, иногда борнит. Постоянными спутниками сульфидов являются: пирит, сидерит, тонкозернистый кварц, реже доломит, апатит и другие более редкие минералы.

8. В изученном разрезе девона распространенность указанных сульфидов неодинакова. Так, снизу вверх по разрезу эйфельско-живетско-пашийских отложений устанавливается уменьшение выделений сфалерита и более широкое распространение халькопирита, начиная с верхне-

живетского подъяруса (горизонта Д₃). Для галенита свойственна приуроченность обычно к кровле продуктивных горизонтов Д₅, Д₃, Д₁. При этом подмечается как бы избирательная способность указанных сульфидов. Так, халькопирит приурочивается в основном к стяжениям, линзам сидерита среди аргиллитов, оолитовых руд, реже других пород. Большая распространенность сфалерита устанавливается чаще всего за счет метасоматоза, а затем выполнения более пористых пород — алевролитов, песчаников, гравелитов, а галенита — в желваках пирита.

9. Основная масса более крупных выделений сульфидов и сопровождающих их минералов приурочивается к трещинкам, реже порам, изредка остаткам обугленных растений и фауны, т. е. к пустотам в уже вполне сформированных осадках. Следовательно, по времени образования сульфиды относятся к вторичным минеральным выделениям.

10. Указанная приуроченность выделений сульфидов свидетельствует о том, что выпадение сульфидов происходило из каких-то водных растворов. По данным Л. М. Миропольского (1951, 1952, 1954, 2, 1955), характер этих растворов был гидротермальным и связан с магматическими проявлениями не только в кристаллическом фундаменте, но и с внутриформационными девонскими вулканическими излияниями, а также процессами «выпотевания» из глубины. В настоящее время целый ряд исследователей — Л. М. Бирин (1955), К. И. Ломоть (1954), Л. М. Миропольский (1952, 2, 1954, 2, 1955), А. М. Дымкин, Л. Ф. Солонцов и С. С. Эллерн (1956), В. И. Тропольский, С. С. Эллерн (1955), Б. А. Успенский (1952, 1955) и другие указывают в своих работах многочисленные пункты нахождения магматических пород в кристаллическом фундаменте как на территории Татарии (дд. Сулеево, Мальбагуш, Черемшан и др.), так и в Башкирии, Удмуртии, Куйбышевской области. Все эти факты подтверждают широкое развитие магмопроявлений и позволяют с уверенностью утверждать, что источником сульфидной минерализации в эйфельско-живетско-пашийских отложениях является магматическая деятельность. В пользу гидротермального характера выделений сульфидов говорит состав сульфидов, их парагенезис, характер выделений, приуроченность к путям миграции растворов.

В статье не затрагиваются вопросы, касающиеся формы, порядка выделений сульфидов, взаимоотношения их с вмещающей породой и другие моменты, неоднократно освещаемые в работах Л. М. Миропольского (1952, 1954) и подтверждающие гидротермальный характер выделений сульфидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бирин Л. М. О следах магматической деятельности в девоне северной части Московской синеклизы. ДАН СССР, т. 88, № 5, 1955.
2. Дымкин А. М., Солонцов Л. Ф. и Эллерн С. С. Некоторые новые данные о породах диабазовой формации на востоке Русской платформы. ДАН СССР, т. 109, № 1, 1956.
3. Дымкин А. М. и Эллерн С. С. Диабазы из Глазовского района Удмуртии. Ученые записки Каз. гос. ун-та, т. 116, кн. 5, 1956.
4. Кирсанов Н. В. К вопросу о происхождении сульфидных минералов в девонских отложениях Татарии. Ученые записки Каз. гос. ун-та, т. 114, кн. 7, 1954.
5. Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. «Разведка недр», № 5, 1952.
6. Константинов М. М. Ближайшие задачи в изучении месторождений свинца и цинка осадочного генезиса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
7. Миропольский Л. М., Миропольская Г. Л. и Солонцов Л. Ф. О сфалерите в девонских отложениях на востоке Русской платформы, ДАН СССР, т. 77, № 3, 1951.
8. Миропольский Л. М. Галенит в девонских отложениях на востоке Татарии. ДАН СССР, т. 78, № 4, 1951.

9. Миропольский Л. М. и Миропольская Г. Л. Новые данные о сфалерите в девонских отложениях на юго-востоке Татарии. ДАН СССР, т. 80, № 3, 1951.
10. Миропольский Л. М. и Полянин В. А. Халькопирит в девонских отложениях юго-востока Татарии. ДАН СССР, т. 81, № 3, 1951.
11. Миропольский Л. М. и Миропольская Г. Л. Новые данные о галените в девонских отложениях на юго-востоке Татарии. ДАН СССР, т. 83, № 6, 1952.
12. Миропольский Л. М. О сульфидной минерализации в девонских отложениях Татарии. Ученые записки Каз. гос. ун-та, сер. геол., т. 114, кн. 3, 1954.
13. Миропольский Л. М. К общей характеристике первичной и вторичной минерализации в девонских отложениях на юго-востоке Татарии. Ученые записки Каз. гос. ун-та, т. 114, кн. 8, 1954.
14. Миропольский Л. М. Еще о сульфидной минерализации в девонских отложениях Татарии. Ученые записки Каз. гос. ун-та, т. 115, кн. 16, 1955.
15. Троепольский В. И. и Эллерн С. С. О возрасте девонской вулканогенной толщи в Приказанском районе. Ученые записки Каз. гос. ун-та, т. 115, кн. 16, 1955.
16. Успенский Б. А. О палеозойских вулканических явлениях в Приказанском районе. ДАН СССР, т. 85, № 2, 1952.
17. Успенский Б. А. О статье профессора Л. М. Миропольского «О сульфидной минерализации в девонских отложениях Татарии». Ученые записки Каз. гос. ун-та, т. 114, кн. 7, 1954.
18. Успенский Б. А. К петрографии кристаллического фундамента на территории Второго Баку. Ученые записки Каз. гос. ун-та, т. 115, кн. 10, 1955.
19. Флоренский В. П. и Бальшина Б. В. Сидерит в девонских отложениях западной части Башкирской АССР. ДАН СССР, т. 62, 1948.

И. Б. ПАЛАНТ

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ЗНАЧИМОСТЬ ФАУНЫ ОСТРАКОД В КРАСНОЦВЕТНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ УФИМСКОЙ СВИТЫ И КАЗАНСКОГО ЯРУСА

В Северо-западной Башкирии красноцветные отложения уфимской свиты мощностью от 200 м на юге (Чекмагушский район) до 370 м на севере (Янаульский район) можно подразделить по фауне остракод на нижне- и верхнеуфимскую подсвиты, а последнюю — на бураевский и чекмагушский горизонты.

Повсеместно уфимская свита подстилается маломощной (12—18 м) пачкой сероцветных пород, представленных переслаиванием зеленовато-серых, местами коричневатых и светлых известняков, доломитов и мергелей. На различных уровнях ее встречаются прослои темно-серых гипсоносных глин и включения кремневых стяжений. В средней части ее содержатся тонкие прослои оолитового доломита. Эта пачка получила местное наименование «седой» и относится к соликамской свите. Органические остатки в ней не обнаружены. Судя по многочисленным пробуренным скважинам, «седая» пачка подстилается довольно мощными (50—70 м) галогенными образованиями иреньской свиты.

Верхняя граница уфимской свиты в Чекмагушском районе определяется по смене красноцветных пород с пресноводной фауной дарвинулид, морскими сероцветными отложениями казанского яруса.

На значительной части территории, расположенной к северу, верхняя часть уфимской свиты срезана поверхностью современного размыва. В пределах же Янаульского района и далее к северу от него уфимская свита вновь перекрывается без каких-либо элементов размыва или прерыва маломощной (3—8 м) карбонатной пачкой казанского яруса с пресноводной фауной дарвинулид обновленного видового состава.

Нижнеуфимская подсвита сложена красно-бурыми и зеленовато-серыми песчаниками с прослоями фиолетовых, красно-коричневых и местами темно-серых гипсоносных глин и алевролитов. Значительно реже встречаются тонкие прослои светло-серых и серых известняков, среди которых отмечены плитчатые разности с тонкой и неровной слоистостью — «струйчатые».

В карбонатных и глинистых прослоях содержатся своеобразные по видовому составу остракоды: *Darwinula biriensis* Palant nom in litt., *D. forsi* Palant nom. in litt., *D. parphenovi* Belousova., *D. ovataeformis* Kashevarova nom. in litt., *Suchonella terikejevoensis* Palant nom in litt. и *Darwinuloides urasovi* Palant nom in litt.

Кроме этого, такие виды, как *Darwinula angusta* Mandelstam nom in litt., *D. abunda* Mandelstam, *D. gitta* Palant nom in litt. и *Suchonella minima* Palant nom in litt., являются переходящими в вышележащие отложения верхнеуфимской подсвиты.

Специфичным для этой подсвиты является увеличение мощности ее с юга на север от 104 до 240 м.

К востоку наблюдаются существенные фациальные изменения. Здесь при общем сокращении мощности в значительной степени увеличивается число упроченных карбонатных прослоев, в которых одноименный состав фауны изобилует.

Нижнеуфимская подсвита установлена в разрезах скв. № 4 у дер. Чекмагуш, скв. № 21 у дер. Дюртюли, скв. № 66 у дер. Маядык, скв. № 1 у дер. Бураево, скв. № 19 у дер. Кузбаево, скв. № 21 у дер. Каймашбашево, скв. № 1 у дер. Н. Сава и в обнажениях у дер. Камышинки, Кушнареново, Терикеево, Кунтугушево, Ардагышево, Афанасьевки, Рождественно и др.

Верхнеуфимская подсвита начинается бураевским горизонтом, которому свойственно увеличение прослоев известняков и мергелей среди красноокрашенных глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников. Карбонатные прослои имеют светло-серую, темно-серую и местами фиолетовую окраску. Темно-серые разности известняков при ударе молотком издают запах сероводорода. Наиболее характерными видами являются: *Darwinula burajevoensis* Palant nom in litt., *D. lancetiformis* Kashevarova nom in litt., *D. proura* Mandelstam nom. in litt., *D. pergusta* Kashevarova nom in litt., *D. trita* Palant nom in litt., *Darwinuloides djurtjuliensis* Palant nom in litt., *Sinusuella pergraphica* (Mandelstam) nom in litt.; кроме этого, здесь встречаются вышеотмеченные 4 вида, перешедшие из нижнеуфимской подсвиты, а также виды, переходящие в вышележащие отложения чекмагушского горизонта: *Darwinula martjevi* Palant nom in litt., *D. sobella* Kashevarova nom in litt., *D. scolla* Mandelstam nom in litt., *D. meshalkini* Palant nom in litt., *D. matroshkini* Palant nom in litt. и *Suchonella stelmarta* Kashevarova nom in litt.

Не менее важным является появление пузырчатых водорослей. Этот горизонт выходит на дневную поверхность на большей части исследованной территории, и только в Янаульском районе он вскрывается скважинами на глубинах 80—100 м. К числу изученных обнажений относятся: нижняя обнаженная часть у дер. Чекмагуш, низы у дер. Черши-Тертыш, верхняя карбонатная пачка классических обнажений у дер. Кушнареново и Камышинки, средняя часть обнажений у гор. Бирска и у дер. Каргалы — на юге, нижняя карбонатная пачка у дер. Бураево, Дюртюли, Маядык и многих других. Кроме того, в скважинах у дер. Сибады и Н. Сава бураевский горизонт был вскрыт на том же стратиграфическом уровне от кровли красноцветных отложений казанского яруса, что и в обнажении у дер. Чекмагуш.

Мощность бураевского горизонта изменяется с юга на север от 14 до 28 м.

Чекмагушский горизонт представлен в нижней части красноцветными зеленовато-серыми песчаниками с линзовидным прослоем конгломерата, галька которого состоит из красноцветных глин и мергелей. Прослои красноокрашенных глин и алевролитов имеют здесь явно подчиненное значение. Средняя часть разреза представлена маломощной пачкой известняков и мергелей, местами разобщенных терригенными породами. Мощность этой пачки изменяется от 0,40 м до 6—8 м. В карбонатных прослоях содержатся пузырчатые водоросли и массовые скопления оогоний харовых водорослей.

Верхняя часть разреза отличается большей загипсованностью песчано-глинистых пород. Фауна остракод встречается здесь спорадично и в единичных экземплярах. В основном это вышеупомянутые виды дарвинулид, перешедшие из бураевского горизонта. Представители рода *Sinusuella* здесь отсутствуют.

Наиболее полные разрезы этого горизонта можно видеть в обнажениях у дер. Чекмагуш, Маядык. В других разрезах можно видеть лишь его нижнюю часть. В Янаульском районе они вскрываются скважинами. Мощность 82—90 м. Естественные выходы красноцветных отложений казанского яруса были установлены в разрезах у с. Атлегач, Шульганово, Югомашево, Сибады, Каймашбашево, Сарышты и других Янаульского района, а также в обнажениях у с. Альяш и Н. Сава за пределами сев. границы Башкирии. Внизу они представлены маломощной (3—8 м) карбонатной пачкой пород, состоящей из светло-серых и бледно-коричневых известняков и мергелей с прослоями коричневых глин и алевролитов. Над ней согласно налегает мощная (до 50 м) толща красноцветных и зеленовато-серых песчаников с прослоями алевролитов и глин, не содержащих гипса.

Среди песчаников встречаются линзы конгломерата, состоящего из кремневых галек (уральских пород). Микрофауна исключительно богата: нижняя карбонатная пачка, в которой установлены: *Darwinuloides edmistonae* (Belousova), *Suchonella semiovalis* Palant nom in litt., *Sjugomashevoensis* Palant nom in litt., *S. vinocurovi* (Bel), *S. onega* (Bel), *S. tichwinskaja* (Bel), *Darwinula belebeica* Bel, *D. irenae* Bel, *D. alexandrinae* Bel и массовые скопления пузырчатых и оогоний харовых водорослей.

Корреляция многочисленных разрезов обнажений и скважин на рассматриваемой территории позволила установить истинное стратиграфическое положение ранее выделенных литологических пачек, а также совершенно отчетливо провести границу между уфимскими и казанскими красноцветами. При этом главенствующее значение занимают различные представители пресноводных *Darwinulidae* и *Cytheridae* (*Sinusuella*). Своеобразие видового состава уфимской фауны остракод, ясно отличающегося от комплекса остракод вышележащих красноцветов, обуславливает их исключительную стратиграфическую ценность и позволяет палеонтологически обосновать уфимские отложения как самостоятельную стратиграфическую единицу в составе верхней перми.

СХЕМА ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСТРАКОД В КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ

Составил И. Б. Палант
1956 г.

Стратиграфическое расчленение	Уфимская свита		Казанский ярус		Татарск. яр.	
	Северо-западная Башкирия		Белебей		Бугуруслан- Куйбышев. нефтяная обл.	
Наименование видов	По данным И. Б. Паланта		По данным З. Д. Белоу- совой		По данным Н. П. Каше- варовой	
	Нижне- уфим- ская- под- свита	Верхнеуфим- ская подсвита Бураевск. горн- зонт	Чекма- гушск. гор.	Р ₂ каз красно- цветн.	Р ₂ каз ₂	Р ₂ tat ₁
<i>Darwinula inornata</i> (Spizh.)						o
<i>D. inornata</i> var <i>macra</i> Lun						o
<i>D. parallela</i> var <i>typica</i> Lun						o
<i>D. parallela</i> (Spizh.)						o
<i>D. futschiki</i> Kash.						x
<i>D. trapezoides</i> Sharap.						x
<i>D. perlonga</i> Sharap.						x
<i>D. fragilis</i> var <i>inornatina</i> Lun						x
<i>D. fragilis</i> var <i>angusta</i> Schn.						x
<i>D. fragiliformis</i> Kash.						•
<i>D. elongata</i> Lun						•
<i>D. dramovi</i> (Gleb)						o
<i>D. theodorovitshi</i> Bel.						o
<i>D. elegantula</i> Bel.						x
<i>D. polenovi</i> Bel.						x
<i>Suchonella typica</i> Spizh.						x
<i>S. cornuta</i> Spizh.						x
<i>S. stelmachovi</i> Spizh.						o
<i>S. nasalis</i> Sharap.						•
<i>Darwinuloides tatarica</i> (Posn.)						x
<i>D. svjzhica</i> (Sharap.)						x
<i>D. buguruslanica</i> Kash.						x
<i>D. tscherdynzevi</i> Kash.						x
<i>D. dobrinca</i> Kash.						x
<i>Permiana oblonga</i> (Posn.)						x
<i>P. elongata</i> Posn.						x
<i>Sinusuella ignota</i> Spizh.						x
<i>S. vjatkensis</i> Posn.						•
<i>Volganella lutkevitchi</i> (Spizh.)						o
<i>V. magna</i> (Spizh.)						o
<i>Darwinula alexandrinae</i> Bel.						o
<i>D. irenae</i> Bel.						x
<i>D. belebelca</i> Bel.						x

Продолжение

Наименование видов	По данным И. Б. Паланта			По данным З. Д. Белоу- совой	По данным Н. П. Каше- варовой		
	Нижне- уфим- ская- под- свита	Верхнеуфим- ская подсвита Бураев- ский горн- зонт	Чекма- гуш- ский гор.	Р ₂ каз красно- цветн.	Р ₂ каз ₂	Р ₂ tat ₁	Р ₂ tat ₂
<i>Darwinula fainae</i> Bel.					o		
<i>Suchonella tschinskaja</i> (Bel.)				x	o		
<i>S. vinocurovi</i> (Bel.)				x	x		
<i>S. onega</i> (Bel.)				o	x		
<i>S. semiovalis</i> sp. n.				o			
<i>S. jugomashevoensis</i> sp. n.				x			
<i>Darwinuloides edmistonae</i> (Bel.)				o	o		
<i>Darwinula angusta</i> Mandelstam	x	x	x				
<i>D. forschii</i> sp. n.	x						
<i>D. birtiensis</i> sp. n.	o						
<i>D. pergusta</i> Kashevarova		x					
<i>D. abunda</i> Mandelstam	x	x					
<i>D. parphenovi</i> Bel.	x						
<i>D. ovalaeformis</i> Kashevarova	x						
<i>D. trita</i> sp. n.		x					
<i>D. martjevi</i> sp. n.		x	x				
<i>D. burajevoensis</i> sp. n.		x					
<i>D. sobelja</i> Kashevarova		x	x				
<i>D. lanzetiformis</i> Kashevarova		x					
<i>D. procera</i> Mandelstam		x					
<i>D. scolia</i> Mandelstam		x	x				
<i>D. meshalkini</i> sp. n.		x	x				
<i>D. matroshilini</i> sp. n.		x	x				
<i>Suchonella terikejeviensis</i> sp. n.	x						
<i>S. minima</i> sp. n.	x	x					
<i>S. stelmarta</i> Kashevarova		x	x				
<i>S. kamyshincaensis</i> sp. n.	x						
<i>Darwinula gitta</i> sp. n.	x						
<i>Darwinuloides urasovi</i> sp. n.	x						
<i>D. djurtjuliensis</i> sp. n.		x					
<i>Sinusuella pergraphica</i> (Mandelst.)		•					

Условные обозначения:

1—5 экз.—единично o 10—20 экз.—обычно
x 5—10 экз.—редко • 20—50 экз.—много

Ю. В. СЕМЕНТОВСКИЙ, Е. П. ТРУТНЕВА, М. Г. ОДИНЦОВ

МАТЕРИАЛЫ К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ЭЛЕМЕНТАРНОГО СОСТАВА НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вопросы корреляции разрезов верхнепермских отложений приобретают особенно важное значение в районах выклинивания карбонатной формации казанского века, где, следовательно, вся толща пород от уфимской свиты до татарского яруса включительно представлена внешне однообразными красноцветными, в основном терригенными осадками. Бедность этих толщ органическими остатками, повсеместное наличие в них микрофауны не дают возможности использовать в полной мере биостратиграфический метод. В распоряжении исследователя остается комплекс литолого-геохимических методов.

В основу всех подобных методов корреляции, сопоставления разрезов должен быть положен принцип ритмичности седиментации. Он исходит из закономерной повторяемости в разрезах сходно построенных пачек пород, выдерживающих свое строение на более или менее значительной площади, в зависимости от конкретной обстановки области осадконакопления. Фиксация размывов в значительной мере помогает расчленению разрезов на ритмы. Но размывы же часто и затрудняют выявление ритмичности, уничтожая отдельные ритмы или их части.

Выделением ритмов задача, однако, еще не решается, поскольку каждый из ритмов не имеет своей, индивидуальной характеристики. Для получения такой характеристики и служат собственно методы корреляции по опорным горизонтам, по терригенным минералам, микроэлементам и др. Мы должны стремиться к тому, чтобы подобными методами каждый ритм был охарактеризован совершенно независимо и однозначно. К сожалению это, в приложении к красноцветным толщам, да и не только к ним, является пока только смелой мечтой. Предстоит еще громадный труд, чтобы эту мечту превратить в действительность.

В настоящей статье мы рассматриваем некоторые материалы по характеристике элементарного состава нескольких разрезов верхнепермских отложений. Полевое описание разрезов, отбор образцов и изложение геологического материала в статье произведено Ю. В. Сементовским. Спектральные анализы, их расшифровка и изложение методики анализа выполнены М. Г. Одинцовым и Е. П. Трутневой.

Характеристика элементарного состава отложений, в том числе данные по содержанию микроэлементов, давно использовались отдельными исследователями как для восстановления истории геохимического развития водных бассейнов (Страхов, 1946), так и в целях корреляции разрезов (Малюга, 1947). Однако, пока определения производились хотя и точно-

ми, но длительными методами химического анализа, получение достаточного сравнительного материала было сопряжено с большими трудностями. Привлечение методов спектрального анализа дало возможность, с меньшей затратой времени, получать большой цифровой материал.

К 1945 г. относится, вероятно, первая попытка выявления микрокоррелятивов в карбонатных толщах (Виноградов, Боровик-Романова, 1945) с применением метода спектрального анализа. Широкому распространению этих методов способствовали работы лаборатории спектрального анализа ВНИГРИ (Катченков и др.). Особенно много подобных работ относится к периоду 1955—1956 гг.

На рассмотрении всех этих работ мы не останавливаемся. Значительная их часть посвящена изучению карбонатных нижнепермских или более древних отложений. В этих работах изложена, в частности, методика геохимического каротажа.

Что касается красноцветных, в том числе верхнепермских отложений, то за исключением усредненных данных в нескольких работах (при том большей частью безотносительно к типам пород) им посвящена только одна работа Д. П. Малюга (1947). Указанный автор изучал (полярнографическим методом) содержание элементов группы железа в верхнепермских отложениях района Аксубаево—Туймаза—Бугуруслан. Он установил, что различные величины отношения $Co : Ni : Cu$ характерны для определенных фацальных обстановок и хорошо выдерживаются в каждом стратиграфическом горизонте.

Заслуживают внимания работы С. М. Катченкова (1956), А. П. Виноградова и А. Б. Ронина (1956), а также замечания М. П. Нагорского (1957), посвященные выявлению закономерностей изменения содержания элементов в глинах различных стратиграфических горизонтов Русской платформы.

Все эти работы относятся к весьма широкой территории, а в стратиграфическом отношении детализация не спускается ниже яруса. В этих работах устанавливаются лишь общие закономерности, приводятся усредненные данные, которые не могут еще быть использованы для решения конкретных вопросов детальной корреляции.

Э. С. Залманзон и Н. В. Лизунов (1952) приводят интересные данные по содержанию элементов в различных породах девона. Они устанавливают, что «содержание анализируемых элементов увеличивается с понижением крупности зерна пород и уменьшается с увеличением их карбонатности». Наиболее высокое содержание элементов, следовательно, связано с глинистыми породами. Можно думать, что эти зависимости имеют значение для отложений и любого другого возраста.

По указанной причине, прежде всего, мы в нашем исследовании подвергали анализу только глинистые породы: глины алевроитовые, глины карбонатные. При этом мы исходили также из того, что компоненты глинистых пород, обладающие определенными поглощающими свойствами, не вовлекали в осадок микроэлементы только механическим путем, а извлекали их из взвесей и растворов избирательно, в соответствии с конкретным соотношением гидрохимических и кристаллохимических факторов. Помимо всего, глинистые породы, на наш взгляд, являются наиболее консервативными в процессах диа- и эпигенеза. Их изменения в этих процессах в основном касаются лишь структуры, но мало влияют на состав, который поэтому тем более может считаться отображающим первичные условия накопления пород. Мы считаем также, что эти условия были, в зависимости от фацальной обстановки, более или менее постоянными в пределах какой-то части бассейна. Изменение этих условий во времени от ритма к ритму неизбежно должно вести к различиям в содержании микро-

элементов, их соотношении. Выявление подобных различий и определение возможности их использования для целей корреляции и является задачей настоящей работы.

Разрезы, взятые для изучения, располагаются в низовьях р. Вятки и близ ее устья на р. Каме. В 2 км выше с. Покровское (Сентяк), на правом склоне долины р. Камы, из отложений белебеевской свиты мощностью 90 м отобрано 34 образца. Достаточно отчетливо этот разрез подразделяется на ритмы: переходный, верхний, средний, нижний, которые могут быть сопоставлены с соответствующими схемами расчленения морских верхнеказанских отложений. В нижней части разреза отобрано 11 образцов из верхнего ритма нижнеказанского подъяруса.

В районе пос. Соколки в устье р. Вятки отобраны образцы (14 обр.) из полного разреза нижнеказанского подъяруса мощностью 40 м, отчетливо подразделяющегося здесь на три ритма. В скважине Гидропроекта № 3002 у с. Цепочкино, что на р. Вятке, в 250 км выше ее устья, отобраны образцы (16 обр.) из параллельного разреза нижнеказанского подъяруса (мощностью 46 м), расположенного в той же фацальной зоне.

Уфимские отложения представлены разрезами в той же цепочкинской скважине (мощность 47 м) и в скважине Гидропроекта № 2470, расположенной в районе устья р. Вятки (мощность 60 м). Расчленение на ритмы отложений уфимской свиты представляет значительные трудности ввиду их однообразия, частой повторяемости прослоев однотипных пород. Это вносит значительный элемент субъективизма.

В поисках какого-либо объективного критерия мы использовали наличие горизонтов известковых конкреций в толще рассматриваемых разрезов свиты. Связывая образование этих конкреций с конечными этапами ритмов осадконакопления, мы получаем определенную возможность для более уверенного выделения ритмов. В каждом разрезе свиты выделено по пять ритмов. Подвергнуты спектральному анализу 21 образец из скв. 3002 и 24 — из скв. 2470.

Всего подвергнуто анализу: из отложений тагарского яруса 1 образец, верхнеказанского подъяруса (белебеевской свиты)—36 образцов, нижнеказанского подъяруса—41 образец и уфимской свиты—45 образцов. Всего из верхнепермских отложений проанализировано 121 образец; все эти образцы точно привязаны к дробным стратиграфическим подразделениям.

Поскольку при описании разрезов первоначально не ставилась задача проведения спектроскопических исследований, распределение проб является довольно неравномерным. Только лишь в Покровском разрезе (Сентяк), где пробы отбирались повторно, они и распределены достаточно равномерно, исключая лишь закрытые интервалы и толщи песчанников.

Для получения спектрограмм использовался спектрограф ИСП-22. Пробы испарялись в дуге постоянного тока из угольных электродов с внешним диаметром 5 мм, глубиной отверстия 6 мм и диаметром отверстия 2,5 мм. Величина навесок 30 мг. Снимки производились одновременно на двух сортах фотопластинок: «Спектр тип I» — для большей части спектра и «Изоорт» — для области длин волн, больших 4500 \AA . Для лучшего выявления легколетучих элементов использовался прием, предложенный С. А. Боровиком (1940): спектр вначале фотографировался в течение 2 минут при силе тока 5 А, когда электрод с пробой был катодом, затем ток переключался и экспозиция продолжалась до полного выгорания пробы на аноде при токе 8—10 А. В целом экспозиция для каждого снимка была 8—10 минут. Для качественного

Таблица 1

Содержание микроэлементов по разрезам

№ слоя	Глубина	Геологический возраст	Содержание микроэлементов, %													
			Na	Re	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Ga	Zr	
1	2	ярус	$\times 10^{-4}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-1}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-1}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-1}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$
1	7.9	1	0.6	1.4	1.3	0.55	0.9	0.55	0.9	0.55	0.9	1	1.5	1.5	1.5	5
3	14.8	4(H)	0.6	1.4	2.6	0.9	1	0.9	1	0.25	1	3	3	3	3	7
4	22.5	.	0.4	2.5	3	0.7	1.6	0.7	1.6	0.7	1.6	3	8	8	8	9
5	23.8	.	0.4	1.3	3	0.8	1.1	0.8	1.1	0.35	1.1	5	4	4	4	8
6	25.5	.	0.4	1.5	3.7	0.65	0.8	0.65	0.8	1	0.8	3	4	4	4	14
7	27.4	.	0.5	1.9	4.5	0.4	2.5	0.4	2.5	1.3	2.5	3	4	4	4	7
8	29.1	.	0.7	1.5	3.5	0.45	1.2	0.45	1.2	0.7	1.2	3	4	3	3	7
9	30.8	.	1.0	2	4	1	2.5	1	2.5	0.45	2.5	3	3	3	14	
10	33.0	3(G)	0.8	2	3.7	1.7	2.2	1.7	2.2	0.6	2.2	2	2	2	11	
11	34.4	.	0.7	1.4	3.3	0.7	1.4	0.7	1.4	0.4	1.4	2	2	3	3	11
12	35.8	.	0.6	1.1	4.3	1.3	1.8	1.3	1.8	1	1.8	2	6	3	3	12
13	37.2	.	1.2	1.6	5	3	2.2	3	2.2	2.5	2.2	3	10	8	3	12
14	39.0	.	1.1	1.2	1.3	1.2	1.6	1.2	1.6	1.5	1.6	3	8	4	4	9
15	40.8	.	1.5	1.2	1.4	1	1.6	1	1.6	0.7	1.6	3	2.5	2	2	8
16	42.0	3(F)	0.8	1.6	1.4	0.7	1.3	0.7	1.3	1.5	1.3	3	1.5	3	3	8
17	42.9	.	0.6	2	1.8	1	2.1	1	2.1	0.5	2.1	3	6	4	4	7
18	44.0	.	0.8	1.3	2	1.5	2.1	1.5	2.1	2	2.1	3	8	8	6	6
19	45.4	.	0.9	2	2.2	1	2.8	1	2.8	3	2.8	3	8	3	3	8
20	46.9	.	0.9	1.6	2.7	1.1	1.2	1.1	1.2	1.5	1.2	4	10	2	2	15
21	48.1	.	1.1	2.1	2.8	1.1	1.8	1.1	1.8	0.8	1.8	5	2	2	2	15
22	48.9	.	1.0	1.4	1.8	0.8	1.4	0.8	1.4	1.7	1.4	3	20	2	2	12
23	50.9	.	0.9	1.5	2.8	1.1	1.4	1.1	1.4	1.7	1.4	3	40	3	3	11
24	52.3	.	1.0	1.5	2.8	1.1	1.4	1.1	1.4	0.8	1.4	3	18	4	4	10
25	54.5	2(E)	1.2	2.3	2.4	1.1	3.1	1.1	3.1	2	3.1	5	3	3	8	
26	55.5	.	1.0	2.5	3	0.8	2.2	0.8	2.2	1.8	2.2	3	3	1.5	3	8
27	56.7	.	0.7	2.2	1.6	0.8	1.4	0.8	1.4	1.8	1.4	3	3.5	3	3	7
28	58.0	.	0.4	1.6	2.7	0.55	1.1	0.55	1.1	0.5	1.1	3	2.5	1.5	1.5	6
29	59.5	2(D)	0.4	1	1.5	0.6	1.2	0.6	1.2	0.9	1.2	3	4	2	2	6

Обнажение 53-17. Покровское (Сентлак)

Таблица 1 (продолжение)

№	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	Чувствительность анализа в %		
																	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-3}$	
30	60.7	.	.	0.6	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
31	62.0	.	.	0.7	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
32	93.1	1(A)	.	0.9	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
33	94.3	kz ₂	.	0.4	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
34	95.9	.	.	0.6	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
35	98.0	.	.	0.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
36	100.1	.	.	1.3	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
37	103.8	kz ₁	3(7)	0.8	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
38	104.9	.	.	0.4	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
39	106.5	.	.	0.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
40	108.7	.	3(6)	0.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
41	109.2	.	.	0.6	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
42	110.8	.	.	0.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
43	111.7	.	.	0.4	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
44	113.3	.	.	0.7	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
45	115.1	.	.	0.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
46	117.0	.	.	1.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
47	118.6	.	.	0.9	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$

Скважина № 3002, Цепочкино

№	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	Чувствительность анализа в %		
																	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-3}$	
37	21.7	kz ₂	.	1.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
42	24.1	.	.	2	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
49	27.1	kz ₁	3(7)	3.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
51	28.7	.	3(6)	1.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
62	31.0	.	.	3	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
74	35.5	.	.	1.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
78	36.6	.	.	2	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
82	38.0	.	.	2.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
89	43.1	.	3(5)	2.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
98	50.4	kz ₁	2(4)	3	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
102	54.4	.	2(3)	3	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
103	58.2	.	.	2.5	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
104	60.0	.	.	3	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$

Таблица 1 (продолжение)

№ слоя	Глубина	Геологический возраст		Na	Be	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Ga	Zr
		ярус	ритм (пачка)													
1	2			5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
105	62,5		kz ₁	4	1	2	3	5,5	1	2	1	3	3,5	5	1,5	6
107	65,0		*	1,5	1	1	1	2,5	0,8	0,8	1,8	1,5	1	3	1	3
112	67,7		1(1)	2,7	1	2	3	5	1,5	1,5	1,2	1	3	4	1	8
113	69,6		*	3	2	3	4	8	3	1,7	0,8	3	6	7	3	7
114	71,3		*	2,5	1	3	2	2,5	0,7	1	1,5	2	3	3	1	7
117	72,7		5	1,7	5	5	2	1,7	0,5	0,6	2,3	1	1	0,8	1,5	3
120	74,0		*	3	1	2	2,5	4	2,5	1,5	0,8	3	1	5	2	8
123	75,5		4	2,5	1	1,5	2	4	2	1	1	1,5	4	4	2	4
128	78,0		*	3	1	3	6	6,5	3	3	1	2	4	4	2	8
131	79,4		*	3	2	1,5	4	5	3	2,5	0,8	2	5	5	2	7
138	82,5		*	3	1	3	5	6	2	2,5	1	2	5	3	2	6
139	84,0		*	2,5	1	1	2	6	2	1,5	0,7	1,5	4	3	1,5	7
143	86,0		3	1,5	1	3	1,5	4	1,5	0,5	2	1	3	4	1	3
147	91,5		*	2	1	3	5	5	1,5	1,3	0,8	1,5	4	4	2	6
149	93,4		*	2	1	3	4	5	1,5	1,3	1,5	1,5	4	4	2	4
156	95,3		*	2	1	3	4	5	0,8	1,5	4	1,5	4	2	1	3
160	98,7		uf	3	2	3	5	5	2	1,6	1	3	4	3,5	3	8
163	99,8		*	1,5	1	3	2	4	1,8	1	2	3	4	4	1,5	5
164	100,9		*	2,5	1	3	2	4	1	1,5	3	1,5	3	3	1,5	4
170	103,4		*	2	1	3	3	4	1,5	1,6	1,5	1,5	3	4	1,5	5
174	106,3		*	1,7	1	3	4	4	1	1	1	1,5	2	3	1,5	4
178	108,6		*	2	1	3	4	4	0,7	0,5	0,8	2	1	3	1,5	5
179	111,7		1	1,2	3	2,5	6	3	1	0,8	0,3	1,5	1	0,5	1	10
180	115,0		*	1,2	1	40	6	3	0,7	0,6	0,3	1,5	1	0,7	1,5	7
181	117,0		*	0,8	1	80	6	2	1	0,6	0,3	1	1	0,7	1,5	8
184	119,7		*	0,8	1	60	5	3	1	0,5	0,4	1	1	0,5	2	6

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17																	
																	Разрезы района устья р. Вятки (Соколки)																
																	Обнажение 55-53 (Грахань)																
15	6,5	kz ₁	3	1	1	7	3	6	1,6	1,4	1,8	1	1	3	2	3																	
32	11,8	*	*	2	1	2,5	3	7	2,5	2	1	1	5	2	2	6																	
51	22,7	*	*	0,1	1	4	4	5	1	2	0,3	1	3	4	2	5																	
53	25,4	kz ₁	2	0,6	1	7	0,1	0,2	0,1	0,1	3	1	1	0,1	1	5																	
56	26,6	*	*	0,5	1	5	0,1	0,5	0,5	0,5	2,5	1	1	0,1	1	6																	
57	27,7	*	*	0,5	1	3	0,9	0,7	0,5	0,5	1	1	1	1,5	1	7																	
62	31,1	*	*	1,5	1	2	3	7	2	2,5	1,5	1	1	0,8	1,5	8																	
66	33,7	kz ₁	1	2	1	2,5	0,5	2	0,8	2	1,5	1	3	0,8	1,5	5																	
Обнажение 54-27 (Свиногорье)																																	
6	1,3	kz ₁	1	2	1	1	1	5	1	3	1,5	1	3	0,3	1	3																	
18	4,1	*	*	1,5	1	2	3	7	1,5	2	0,7	1	5	1,5	1	5																	
*	5,3	*	*	1,5	1	3	3	8	2	2,5	1	1	6	7	4	5																	
20	7,3	*	*	1,8	1	2	3	7	2	2	1	1	6	2	3	4																	
*	8,2	*	*	1,5	1	2	3	10	2	3	2,7	1	5	2	4	5																	
*	9,0	*	*	1,5	1	2	4	7	1,8	3	4	1	5	5	1,5	6																	
28	12,6	uf	5	3,0	1	2	3	7	2	1	1	1	5	1,5	3	6																	
Скважина № 2470 (Камские Поляны)																																	
2	41,6	kz ₁	1	2	1	2,5	4	10	3	2,3	1,5	1	5	3,5	3	3																	
*	42,6	*	*	1,8	1	2	4	9	2	2,7	1,5	1	7	2,5	2,5	3																	
4	43,8	*	*	2,3	1	3	4	12	4,5	2,5	1,5	1	6	1,5	3	3																	
*	45,3	*	*	1,8	1	2,5	5	17	3,5	4	1,5	1	5	3	2,5	4																	
5	46,0	*	*	2	1	2	3	12	2,5	3	3	1	5	3	3,5	3																	
*	47,6	*	*	2	1	3	3	10	2	2,5	2	1	3	5	2	3																	
6	48,3	*	*	2	1	4	4	13	2	2,5	1	1	4	4	2,5	5																	
9	50,1	uf	5	3	1	2,5	1	4	2	2	1	1	4	2	2,5	6																	
10	50,8	*	*	2,5	1	3	3	5	1	3	0,4	1	5	1	1	5																	

Таблица 1 (продолжение)

№ слои	Глубина	Геологический возраст		Na	Be	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Ga	Zr
		эрус	ритм (нач-ка)													
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2	53,6	uf	4	3	1	2,5	1,5	4	2	1	1	1	4	2	2	8
22	59,6	*	*	2	1	3,5	3	15	2	2	1	—	2	4	3	3
24	61,6	*	*	2	1	3,5	3	17	2	3	1	—	2,7	1,5	3	3
26	64,0	*	*	2,5	1	4	2	10	2,5	2	1,2	1	3	3,5	4	3
28	66,9	uf	3	2	1	4	3	18	2,5	2	1,2	1	3	3	2,5	3
31	68,8	*	*	2	—	3	1	10	3	1,5	2	1	3	3,5	4	5
34	73,8	*	*	2,5	1	3	3	16	3	2,5	2	1	2,5	2	3	3
39	78,0	*	*	2	1	3	3	15	3	2,5	1	1	3	4	2	8
44	81,2	*	*	2	—	3	3	13	0,8	1,5	0,7	1	3	1	3	8
50	83,4	uf	2	2,5	—	3	3	4	0,8	1	0,5	1	3	5	1	5
52	84,2	*	*	2	—	3	3	4	0,8	1,5	1	1	3	2	1	5
56	15,7	*	*	2	—	4	5	4	2,5	1	2,5	1	4	4	2,5	5
62	90,6	*	*	2,5	—	4,5	2	12	3	2,7	1	—	1,5	5	2,5	3
66	91,8	*	*	1,7	—	4	3	13	3	2,5	1	1	3	2	4	3
68	94,5	*	*	2,5	—	4	3	10	3	1,5	1	1	4	5	2	3
70	96,4	*	*	3	—	2,5	3	8	2	1,5	1,3	1	3	2,5	3	5
78	98,7	*	*	3,5	1	3	3	3	1	1	0,7	1	3	1,8	3	8
80	100,0	uf	1	2	1	3	3	3,5	1,5	1,5	0,5	1	2	0,7	1	6
85	102,5	*	*	1,7	1	5	3	4,5	3	2,5	0,8	1	3	1,8	3	5
88	104,2	*	*	2	1	3	4	1	2	1,5	0,5	1	2	1	1	10
90	105,7	*	*	2	1	5	4	1,6	3	2	0,8	1	2	0,8	2	5

анализа снимки с пробой на аноде и с пробой на катоде производились отдельно. При количественном анализе обе экспозиции помещались на одну и ту же спектрограмму. Количественная оценка содержания микроэлементов производилась по методу трех эталонов (В. К. Прокофьев, 1951).

Эталонные готовились из химически чистых солей. Основа для изготовления эталонов подбиралась в соответствии с данными об основном химическом составе глинистых пород верхнепермских отложений. В отдельных случаях для контроля количественной оценки использовался метод добавок (В. К. Прокофьев, 1951). Абсолютные интенсивности аналитических линий микроэлементов определялись путем фотометрирования на микрофотометре МФ2. Интенсивность слабых линий оценивалась визуально. В таблице 1 приводятся данные о количественном содержании выявленных нами микроэлементов в пробах. Эти данные получены как результат усреднения пяти независимых анализов. Отклонения отдельных значений от приведенных в табл. 1 достигают 20—30%.

При рассмотрении таблиц содержания микроэлементов по анализированным пробам устанавливается прежде всего отсутствие каких-либо четко выраженных коррелятивов по отдельным элементам, сравнительно небольшие колебания их состава. Обращает на себя внимание лишь значительное повышение содержания меди в некоторых горизонтах казанских отложений и резкое возрастание содержания стронция в низах уфимских отложений по скважине 3002.

Здесь уместно, попутно, поставить вопрос о том, какая часть микроэлементов, фиксируемых спектральным анализом, может быть учтена при иммерсионном исследовании тяжелых минеральных фракций. Не определяется ли составом последних значительная доля содержания микроэлементов? Чтобы выяснить этот вопрос, мы использовали данные иммерсионного анализа по некоторым образцам скважины 3002 (Цепочкино).

В табл. 2 показаны исходные данные для расчета и пересчет содержания некоторых тяжелых минералов на породу. Тяжелые минералы взяты только те, которые имеют в своем составе интересующие нас микроэлементы в качестве основного компонента.

Эти данные показывают, что, во-первых, комплекс микроэлементов, которые могут быть учтены с помощью иммерсионных данных, ограничивается лишь несколькими элементами (Ba, Ti, Sr, Zr). Во-вторых, доля микроэлементов, приходящаяся на тяжелые минералы, весьма невелика и не имеет определяющего значения. Для титана она составляет, в среднем, 1,2%, для хрома — 0,6%, во многих случаях хром (пикотит) не фиксируется вовсе. Более значительно содержание циркония, составляющее в среднем 26% от общего его содержания по спектральным данным, а в слое 179 — даже 100%. Тем не менее прямой пропорциональной связи между содержанием циркона в тяжелых фракциях и циркония по спектральным данным не наблюдается.

Все это подтверждает исходную посылку нашего исследования о связи содержания микроэлементов прежде всего с глинистыми компонентами изучаемых пород.

Для того, чтобы исключить влияние случайных отклонений в содержании микроэлементов по отдельным слоям, мы произвели определение среднего их содержания по каждому осадочному ритму (таблица 3). Рассмотрение полученных цифр позволяет сделать ряд выводов.

Содержание микроэлементов в скв. 3002 по иммерсионным и спектральным данным

№ слоев	% песчано-алевритовых фракций в породе	В-ход тяжелых фракц., %	Содержание в тяжелых фракциях, %		Содержание тяжелых элементов в породе, $\times 10^{-2}$ %	Содержание микроэлементов в породе иммерсионным (числитель) и спектральным (знаменатель) данным								
			барита	терригенных минералов		черные рудные (Ti = 10%)	сфен (Ti = 25%)	рутил, анатаз и друг. (Ti = 60%)	циркон (Zr = 50%)	пикотит (Cr = 30%)	Ba $\times 10^{-2}$	Ti $\times 10^{-1}$	Cr $\times 10^{-2}$	Zr $\times 10^{-3}$
123	1,3	0,70	—	86,0	0,77	47,1 3,63	0,8 0,06	20,3 1,56	19,5 1,52	1,6 0,12	— 2	0,013 4	0,003 1	0,76 4
131	14,7	0,11	—	89,0	1,42	85,2 12,1	0,3 0,04	1,7 0,24	7,1 1,0	0,9 0,13	— 4	0,014 5	0,010 2	0,50 7
138	35,4	0,13	—	100	4,60	87,4 40,2	0,8 0,37	1,1 0,50	3,5 1,61	1,8 0,83	— 5	0,044 6	0,025 2,5	0,80 6
156	1,7	0,64	19,1 0,21·10 ⁻² %	16,1	0,18	71,8 1,27	—	7,2 0,13	5,4 0,11	—	0,12 3	0,002 3	— 1,5	0,05 3
164	22,5	0,52	—	94,0	11,0	73,0 80,3	0,3 0,33	3,0 3,33	4,3 4,73	0,9 1,00	— 3	0,101 4	0,030 1,5	2,35 4
170	24,8	0,09	—	82,3	1,81	87,2 15,8	—	4,0 0,72	1,2 0,22	—	— 2	0,017 4	— 1,6	0,11 4
179	24,2	0,59	—	85,7	12,2	63,1 77,0	1,2 1,5	10,4 12,7	12,8 15,6	—	— 6	0,157 3	— 0,8	7,80 7

* В породе.

1. Колебания в содержании элементов по осадочным ритмам являются значительными даже в тех случаях, когда они не показывают закономерных изменений. Эти случайные расхождения средних значений 3—4-х кратные, для частных же значений обычно 5—6 кратные расхождения. При этом нередко различия между ритмами оказываются менее значительными, чем в пределах одного ритма, но в разных пунктах.

2. Элементы Be, Cr, Mn, Co, Ga не показывают существенных изменений по разрезу. Среднее содержание Co по подъярусам даже совершенно одинаково в верхнеказанском, нижнеказанском и нижнеуфимском * подъярусах.

3. Ряд элементов: Na, Sr, Ba, Ti, V обнаруживают более или менее отчетливое уменьшение содержания снизу вверх по разрезам. Содержание Ni кверху возрастает. Все эти изменения происходят настолько постепенно и различия настолько незначительны, что они ни в какой мере не могут быть использованы для разграничения ритмов или даже ярусов.

4. Обращают на себя внимание: повышенное содержание Ti в уфимских отложениях (по только в районе устья р. Вятки), преимущественно в средней их части (3 и 4 ритмы); высокое содержание Si в казанских отложениях, главным образом в верхнем ритме нижнеказанских (6-я пачка), нижнем (пачка А) и верхнем (пачка F) ритмах верхнеказанских. Несколько повышено содержание Zr в верхнеказанских отложениях, возрастая в верхних их ритмах. Интересно повышение содержания Na в нижнеказанских и уфимских отложениях, связанное вероятно с гидрослюдистым характером глин.

Возможность использования указанных зависимостей в корреляционных целях должна быть определена последующими исследованиями.

5. Резко отличается по своей спектральной характеристике 1-й ритм уфимских отложений в разрезе Цепочкино. Здесь особенно заметно возрастает содержание Sr (в 18—25 раз!), высоко содержание Ba и Zr. Содержание остальных элементов заметно уменьшено. Все это выделяет указанный ритм сравнительно с вышележащими ритмами уфимских отложений. Он, разумеется, не может быть сопоставлен и с 1-м ритмом разреза устья р. Вятки.

Сравнение с данными С. М. Катченкова показывает почти полную аналогию спектральной характеристики глинистых пород этого ритма и кунгурского яруса. Этот ритм отличается от вышележащих отложений и по иммерсионным данным.

Указанные факты позволяют считать, что здесь фиксируется тесная связь нижних горизонтов уфимских отложений с соликамскими образованиями.

6. Наши данные, характеризующие содержание микроэлементов по подъярусам, достаточно близки к соответствующим данным как С. М. Катченкова (1956), так и Д. П. Малюга (1947).

Рассмотрение отношения пар элементов (табл. 4) не выявляет каких-либо новых зависимостей. Обращает лишь на себя внимание относительное возрастание содержания ванадия в нижнеказанских и нижележащих отложениях и резкое повышение относительного содержания марганца почти по всему разрезу сравнительно с данными С. М. Катченкова. Характер комплексных отношений, полученных по

* Мы считаем, что уфимские отложения района представлены лишь нижней своей частью — камышинским горизонтом.

Среднее содержание микроэлементов по осадочным ритмам и подъярусам
(Пункты: *П* — Покровское, *Ц* — Цепочкино, *С* — район устья р. Вятки)

Пункт	Геологический возраст		Число анализов	Среднее содержание микроэлементов, %												
	ярус	ритм		Na	Be	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Ga	Zr
			$\times 10^{-4}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-1}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-1}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$
П	t ₁	1	0,6	—	2,0	1,4	1,3	0,6	0,9	0,6	0,6	1,0	2,0	1,5	1,0	5,0
П	kz ₂	4	0,6	1,0	1,7	1,7	3,5	0,7	1,5	0,7	2,9	7,5	4,3	3,3	3,3	9,3
П	kz ₃	15	0,9	1,0	2,0	2,1	2,6	1,0	1,8	1,3	3,1	5,6	9,0	2,5	2,5	9,9
П	kz ₄	7	0,7	1,0	2,0	2,1	2,1	0,8	1,8	1,2	2,9	3,4	5,2	2,0	2,0	7,1
П	kz ₅	5	0,7	1,8	2,2	2,5	1,6	0,7	2,0	1,5	3,5	3,8	2,3	2,4	2,4	7,4
Ц	—	2	1,8	1,5	2,2	1,5	4,0	1,0	0,7	0,9	1,0	3,0	17,5	2,2	2,2	5,0
П	kz ₁	3	0,7	1,1	3,9	1,8	1,8	1,2	1,6	1,4	3,6	4,4	21,2	1,8	1,8	8,4
Ц	—	11	2,2	1,0	2,5	3,1	3,4	0,9	1,4	1,5	1,3	2,2	3,4	1,4	1,4	4,6
Ц	—	7	1,7	<1	4,5	3,3	6,0	1,7	1,8	1,0	—	3,0	4,0	2,0	2,0	4,7
Ц	kz ₁	2	2,8	1,0	2,6	4,2	5,6	1,7	2,7	1,0	1,2	3,5	3,2	1,8	1,8	6,8
Ц	—	4	0,7	—	4,2	2,1	2,1	1,1	1,1	1,9	—	3,0	0,5	1,0	1,0	5,0
Ц	kz ₁	5	2,7	1,2	2,2	2,8	4,7	1,4	1,4	1,3	2,1	3,3	4,4	1,5	1,5	6,2
Ц	—	13	1,8	<1	2,4	3,2	9,7	2,4	2,6	1,8	<1	4,9	2,9	2,2	2,2	3,2
Ц	uf	2	2,3	1,0	3,5	2,2	4,3	1,5	1,0	2,0	2,0	3,5	2,9	2,2	2,2	5,5
Ц	uf	3	2,7	—	2,5	2,3	5,3	1,7	1,7	0,8	—	4,7	1,5	2,2	2,2	5,7
Ц	uf	5	3,0	1,2	2,3	3,8	3,5	2,4	2,0	0,8	2,0	4,1	3,4	1,9	1,9	6,4
Ц	uf	4	2,3	1,0	3,4	2,4	11,5	2,1	2,6	1,1	1,0	2,9	2,7	3,0	3,0	4,7
Ц	uf	4	1,9	1,0	3,0	3,4	4,2	1,4	1,2	2,1	1,4	3,5	3,2	1,4	1,4	4,0
Ц	uf	3	2,1	—	3,4	2,6	14,4	2,8	2,3	1,4	1,0	2,8	2,7	2,9	2,9	5,4
Ц	uf	5	2,1	1,2	3,0	3,2	4,0	1,5	1,3	1,7	2,1	3,2	3,4	1,7	1,7	5,2
Ц	uf	5	2,2	—	3,4	3,0	7,0	2,0	1,8	1,1	<1	2,9	3,2	2,3	2,3	5,6
Ц	uf	5	2,2	1,0	3,7	3,2	7,6	2,3	1,6	0,7	<1	2,8	1,2	1,9	1,9	6,8
Ц	uf	1	1,0	1,4	46,5	4,6	3,0	0,9	0,6	0,5	1,3	1,0	0,6	1,3	1,3	7,2

Таблица 3 (продолжение)

Пункт	Геологический возраст		Число анализов	Среднее содержание микроэлементов, %												
	ярус	ритм		Na	Be	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Ga	Zr
			$\times 10^{-4}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-1}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-1}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$
t ₁	1	0,6	—	2,0	1,4	1,3	0,6	0,9	0,6	0,6	1,0	2,0	1,5	1,0	5,0	
kz ₂	36	0,85	1,14	1,83	1,80	2,62	0,87	1,72	1,18	2,95	5,15	6,93	2,55	8,65		
kz ₁	27	2,05	1,08	2,05	2,90	3,72	1,24	1,70	1,33	2,04	3,27	7,81	1,60	6,33		
uf ₁	40	2,31	<1	2,60	3,05	6,39	1,98	1,73	1,26	<1	3,31	2,35	2,10	5,46		
uf ₀	5	1,0	1,4	46,5	4,6	3,0	0,9	0,6	0,5	1,3	1,0	0,6	1,3	7,2		

По С. М. Катченкову (в скобках — по Д. П. Малюга)

t	5 (2)	1,10	7	7,6	0,8	2	0,7	9 (9,8)	7 (3,4)
kz	3 (5)	1,20	2,7	с.а.	1,2	0,5	0,34	5 (10,1)	3,6 (7,0)
uf	12 (6)	2,64	4,4	5,2	1,9	1,7	0,45	8 (9,4)	3,2 (4,6)
kg	3	1,87	19	3,5	0,6	0,57	0,3	5	2

Отношение пар элементов по осадочным ритмам и подъярусам

Геологический возраст	Комплексное отношение						
	Sr:Ba	V:Ni	Cr:Ni	Mn:Ni	Co:Ni	Cu:Ni	Co:Ni:Cu:V:Mn
лрус							
ритм							
kz ₂	1,0	0,9	2,0	9,3	0,39	0,57	0,4:1:0,6:0,9:9
"	0,9	1,8	3,2	23,2	0,55	1,61	0,5:1:1,6:1,8:23
"	1,1	2,3	5,3	35,3	0,85	1,53	0,8:1:1,5:2,3:35
"	1,2	2,1	3,7	34,7	0,62	3,21	0,6:1:3,2:2,1:35
kz ₁	1,5	4,1	5,3	44,3	0,57	2,54	0,6:1:2,5:4,1:44
"	1,7	5,8	5,7	46,0	0,32	0,54	0,3:1:0,5:5,8:46
"	0,7	3,8	4,8	38,8	0,40	1,00	0,4:1:1,0:3,8:39
uf	1,3	4,0	3,2	30,0	0,38	0,57	0,4:1:0,6:4,0:30
"	1,0	6,5	6,9	28,7	0,40	0,88	0,4:1:0,9:6,5:29
"	1,1	7,0	5,8	55,0	0,35	0,94	0,3:1:0,9:7,0:55
"	1,0	6,1	5,0	42,3	0,48	0,91	0,5:1:0,9:6,1:42
t	1,4	3,0	4,5	30,0	0,5	0,75	0,5:1:0,7:3,0:30
kz ₂	1,0	1,6	3,4	22,6	0,58	1,18	0,6:1:1,2:1,6:23
kz ₁	1,4	4,4	5,5	44,3	0,36	0,91	0,4:1:0,9:4,4:44
uf ₁	0,9	6,1	5,3	37,6	0,41	0,85	0,4:1:0,8:6,1:38
uf ₀	10,1	9,0	6,0	50,0	1,30	0,60	1,3:1:0,6:9,0:50
	По С. М. Катченкову						
t	0,9	0,9	2,2	8		0,8	0,2:1:0,4
kz	>1	2,4	1,0	7		0,7	0,3:1:3,3
uf	0,9	2,4	2,1	5,6		0,4	0,3:1:0,4
kg	5,4	1,2	1,1	6		0,4	
	По Д. П. Малюга -- Co:Ni:Cu						

нашим данным, заметно отличается от тех, которые приводит Д. П. Малюга. Вероятно выводы последнего о возможности использования этих отношений для определения происхождения осадочных толщ должны быть сильно ограничены.

Проведенное исследование следует считать лишь началом изучения поведения микроэлементов в пермских красноцветных отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровик С. А. Применение спектрального анализа в биогеохимии. Изв. АН СССР, сер. физ., т. 117, № 4, 1940.
- Виноградов А. П., Боровик-Романова Т. Ф. К геохимии стронция. ДАН СССР, т. 46, № 5, 1945.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. Геохимия, № 2, 1956.
- Залманзон Э. С., Лизунов Н. В. О сравнимости данных химического и спектрального анализа при литологических исследованиях. ДАН СССР, т. 86, № 6, 1952.
- Катченков С. М. Распространение элементов в глинах палеозоя Волго-Уральской области. ДАН СССР, т. 107, № 1, 1956.
- Малюга Д. П. К вопросу о корреляции пермских пестроцветов по содержанию в них кобальта, никеля, меди и других элементов группы железа. ДАН СССР, т. 58, № 8, 1947.
- Нагорский М. П. Замечания к статье А. П. Виноградова и А. Б. Ронова об эволюции химического состава глин Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1957.
- Прокофьев В. К. Фотографические методы количественного спектрального анализа металлов и сплавов, ч. II. М.—Л., Гостехиздат, 1951.
- Страхов Н. М., Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. Сборн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.—Л., АН СССР, 1946.

В. В. КОРЧАГИН

**ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОСФОРИТОВЫХ
 ГОРИЗОНТОВ В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
 ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАТАРСКОЙ АССР И СМЕЖНЫХ
 С НЕЮ РАЙОНОВ УЛЬЯНОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ**

Среди полезных ископаемых, встречающихся в недрах Татарии, серьезного внимания заслуживают фосфориты. Они приурочены к юрским и меловым отложениям, слагающим обширную территорию в пределах юго-западной части республики и прилегающих к ней районов Ульяновского Поволжья.

Указанные фосфориты представлены в основном в той или иной степени окатанными желваками, входящими в состав различных пород мезозойских отложений. В одних породах, как например, келловейских, оксфордских и кимериджских мергелях, кимериджских глинах, нижневожских, верхневожских, готеривских, альбских алевролитах и других породах эти желваки рассеяны спорадически и практического значения не имеют. В других же, в частности, туронских, сантонских и кампанских мергелях, туронских, сантонских, альбских песчаниках и алевролитах, нижневожских, готеривских и альбских конгломератах, они сосредоточены в более или менее выдержанные по простиранию прослои и представляют собою различные по мощности фосфоритовые горизонты. В последнем случае, наряду с фосфоритовыми желваками, фосфат иногда присутствует в породе также в виде фосфоритизированных губок, фосфоритизированных ядер аммонитов и пеллеципод, фосфоритизированной древесины, а иногда входит в состав цементирующего материала породы. Указанные горизонты имеют определенный практический интерес.

В результате изучения юрских и меловых отложений Ульяновского Поволжья автором выделено девять таких горизонтов. Ниже дается краткая литологическая характеристика каждого фосфоритового горизонта.

Первый, начиная снизу, фосфоритовый горизонт приурочен к нижневожскому ярусу верхней юры. Он представляет собою базальный конгломерат зоны *Virgalites virgatus*, несогласно перекрывающий горючие сланцы и сапропелевые мергели зоны *Perisphinctes panderi*. Над конгломератом располагается толща глауконитовых алевролитов, которые также содержат в своем составе редко рассеянные фосфоритовые желваки.

Описываемый конгломерат залегает в виде небольшого по мощности (0,04—0,10 м), но хорошо выдержанного в пространстве слоя, прослеживающегося на обширной территории, которая охватывает значительную часть Волго-Свияжского водораздела и левобережья р. Свияги. Выходы его можно наблюдать в многочисленных естественных обна-

жениях и небольших шурфах в окрестностях дд. Городищи, Захарьевский рудник, Бессоново, Тарханы, Кадышево, Киртели, Вожи, Сюдисково, Васильевка, Зеленовка, Ст. Шаймурзино, Н. Шаймурзино, М. Цильна, Ср. Алгаши, Н. Тинчали и других.

Обычно рассматриваемый горизонт представляет собою слабо сцементированную породу буровато-серого цвета, состоящую в основном из окатанных и полуокатанных фосфоритовых желваков, фосфоритизированных ядер аммонитов и пеллеципод и мелкого кластического материала, сцементированных гидрогетитовым цементом. В конгломерате часто встречаются включения пирита, а также многочисленные выделения гипса. Заметную роль в нем играет глауконит.

В составе конгломератов обычно обособляются три основные составные части: кластический материал, цемент и новообразования.

Кластический материал является преобладающей составной частью рассматриваемого конгломерата. На его долю приходится не менее 82% общей массы породы. В составе кластического материала выделяются алевритовые, песчаные, гравийные и галечные фракции. Гравийно-галечные фракции преобладают в конгломерате, составляя от 69,62% общей массы породы в береговых склонах р. Волги (д. Городищи) до 78,26% в береговых склонах р. Свяги (д. Вожи). Песчано-алевритовые фракции занимают подчиненное положение. Их содержание не превышает 12,8%.

В составе гравийно-галечного материала преобладающей составной частью являются галечные фракции (>10 мм), составляющие от 48,82% породы (д. Городищи) до 59,72% (д. Вожи), причем наиболее часто встречается галька размером от 2 до 3 см. Меньшее значение имеют гравийные фракции с размером обломков от 5 до 10 мм (крупный гравий). На их долю приходится лишь 16,30% (д. Вожи) — 17,58% (д. Городищи). Мелкогравийные фракции (1—5 мм) в описываемом конгломерате играют весьма незначительную роль (1,74—3,12%).

По форме в составе гравийно-галечного материала преобладают обломки изометрических очертаний. Нередко они имеют эллипсоидальную или сферическую форму. Иногда среди них встречаются ядра пеллеципод (р. Aucella) и аммонитов с ясно выраженной ребристостью и сугурными линиями.

По составу гравий и галька, входящие в состав описываемого конгломерата, представлены, в основном, желваками фосфоритов. Среди последних выделяются две генерации: желваки более древней генерации — темно-серые (почти черные), хорошо окатанные (иногда отполированные), нередко источенные сверлящими организмами, с поверхности и по трещинкам изредка слабопиритизированные, чаще обожженные, содержащие остатки ископаемой макрофауны (*Virgatites scythicus* и др.), которая свидетельствует о принадлежности их к более древним, размытым стратиграфическим горизонтам (зона *Virgatites scythicus*) и желваки более молодой генерации — светло-серые, полуокатанные, имеющие с поверхности тонкую белесоватую корочку, не содержащие почти никаких остатков макрофауны. В них встречаются лишь единичные спиккулы губок. Под микроскопом те и другие желваки представляют собою серовато-желтую, тонкодисперсную массу почти не действующего (или очень слабо действующего) на поляризованный свет фосфатно-глинистого материала, в котором обособляются мелкие черные или темно-бурые включения органического вещества, редкие зерна глауконита и кварца, тонкие листочки слюды и различные скелетные образования ископаемых организмов. Иногда в фосфоритовых желваках встречаются и минералы вторичного происхождения: пирит, гипс и гидроокис-

лы железа. Следует отметить, что в желваках более молодой генерации содержание кластического материала значительно выше, а количество органического вещества и скелетных остатков заметно меньше, чем в желваках более древней генерации. Следовательно, по содержанию кластического материала первые из них следует отнести к фосфоритам глинисто-песчаного типа, вторые — к фосфоритам глинистого типа. В окрестностях д. Вожи содержание P_2O_5 в черных глинистых желваках достигает 24%, в светло-серых глинисто-песчаных не превышает 15,3%.

В составе песчано-алевритового материала описываемого конгломерата резко преобладают алевритовые фракции. На их долю приходится от 8,94% общей массы породы (д. Вожи) до 11,99% (д. Городищи), тогда как песчаные фракции составляют не более 0,98%. Песчаные фракции представлены исключительно зернами мелкопесчаной размерности (0,10—0,25 мм). В алевритовых фракциях обычно преобладает крупный алеврит (0,01—0,05 мм).

По форме среди зерен песчаных фракций преобладают зерна изометрических очертаний, полуокатанные; среди зерен алевритовых фракций — изометрические, угловатые.

По составу основная масса песчано-алевритового материала представлена минералами легких фракций (с удельным весом <2,9). Содержание последних колеблется в пределах 79,46% (д. Городищи) — 97,80% (д. Вожи). Главными составными компонентами легких фракций являются кварц, глауконит, полевые шпаты и мусковит. В составе тяжелых фракций установлены следующие минералы: минералы группы черных рудных, минералы группы эпидота, гранат, турмалин, циркон, рутил, анатаз, ставролит, дистен, апатит, пикотит, биотит, роговая обманка. Среди них чаще других встречаются минералы группы черных рудных (42,3—49,6% тяжелых фракций), циркон (18,4—19,3%) и гранат (15,2—16,1%).

Цементирующий материал составляет незначительную часть описываемых пород. Содержание его во всех изученных автором образцах конгломерата не превышает 17,94%, т. е. составляет менее одной пятой общей массы породы.

По составу цемент конгломерата является гидрогетитовым с заметной примесью глинистого материала. Тип цемента — цемент заполнения. В общей массе породы он распределен неравномерно.

Из новообразований, входящих в состав описываемого конгломерата, следует отметить пирит, гипс и гидрогетит.

Выделения пирита в описываемых породах наблюдаются, главным образом, в виде зооморфов по органическим остаткам и секреторным скоплениям в трещинах фосфоритовых желваков. Среди зооморфов наиболее распространенными являются зооморфы пирита по раковинам аммонитов. Реже отмечаются зооморфы по рострам белемнитов и раковинам пеллеципод. По степени замещенности большая часть зооморфов относится к полузамещенным зооморфам, характеризующимся частичным метасоматизмом того или иного ископаемого остатка. Следует отметить, что зооморфы пирита, как правило, оказываются окисленными, иногда даже нацело замещенными гидрогетитом. Секреторные скопления пирита наблюдаются обычно в виде налетов, корочек, прожилков и т. п. выделений. Они представляют собою более поздние образования, почти незатронутые процессами окисления.

Исключительно широко распространенным вторичным минералом в описываемом конгломерате является гипс, который обязан своим происхождением окислению пирита. Выделения гипса приурочены, главным

образом; к трещинам в породе, где он образует корочки и прожилки с поперечным сечением до 0,8 см. Кроме того, отдельные кристаллы и небольшие друзы гипса отмечаются в многочисленных пустотах.

Другим продуктом окисления пирита является гидрогетит. Как уже отмечалось выше, гидрогетит составляет основную массу цементирующего материала описываемого конгломерата.

Второй фосфоритовый горизонт приурочен также к нижневолжскому ярусу. Он представляет собой базальный конгломерат зоны *Perisphinctes pikitini*, залегающий на глауконитовых алевролитах зоны *Virgatites virgatus*. Аналогичные алевролиты залегают и в кровле конгломерата. Мощность второго фосфоритового горизонта несколько больше, чем первого. Она колеблется в пределах 0,12—0,20 м. Однако площадь его распространения значительно меньше, вследствие большей степени размыва, которому подверглись нижневолжские отложения в предготеривское время. В отличие от первого фосфоритового горизонта эта площадь в основном ограничивается лишь Волго-Свияжским водоразделом, где выходы рассматриваемого конгломерата можно наблюдать в окрестностях дд. Городищи, Захарьевский рудник, Киртели, Кадышево, М. Тарханы, Бессоново, Вожи, Сюндюково, Васильевка, Зеленюка и других. На левобережье р. Свияги второй фосфоритовый горизонт почти полностью уничтожен размывом. Выходы его здесь констатируются лишь в окрестностях д. Ср. Алгаши.

Макроскопически описываемый конгломерат представляет собою более прочно сцементированную и более темноокрашенную (по сравнению с первым фосфоритовым горизонтом) породу, состоящую из слабоокатанных фосфоритовых желваков, многочисленных фосфоритизированных ядер аммонитов и пеллеципод и мелкого кластического материала, сцементированных известково-глинистым цементом. Кроме того в конгломерате часто встречаются выделения пирита, гипса и кальцита. Глауконит играет здесь еще большую роль, чем в первом фосфоритовом горизонте.

В описываемом конгломерате также можно выделить три составные части: кластический материал, цемент и новообразования.

Кластический материал является преобладающей составной частью конгломерата. Он составляет от 71,52% общей массы породы в береговых склонах р. Свияги (д. Вожи) до 82,45% в береговых склонах р. Волги (д. Городищи). В нем выделяются алевритовые, песчаные, гравийные и галечные фракции. Гравийно-галечные фракции преобладают в конгломерате. На их долю приходится от 58,30% общей массы породы (д. Вожи) до 71,37% (д. Городищи). Песчано-алеваитовые фракции имеют подчиненное значение. Их содержание не превышает 14,48%.

В составе гравийно-галечного материала преобладают галечные фракции (> 10 мм). Они составляют 31,74% породы (д. Вожи) — 59,85% (д. Городищи). Причем наиболее часто встречается галька размером от 2,5 до 4 см. Гравийные фракции имеют меньшее значение. Однако по сравнению с первым фосфоритовым горизонтом содержание их в описываемом конгломерате значительно выше. Оно достигает 28%.

По форме в составе гравийно-галечного материала преобладают желваки изометрических очертаний, реже встречается галька удлиненно-цилиндрической формы.

По составу гравий и галька, входящие в состав конгломерата, представлены, в основном, желваками фосфоритов. Последние характеризуются светло-серой или зеленовато-серой окраской, слабоокатаны, обычно плотные, довольно твердые, нередко источенные сверлящими организмами. С поверхности и по трещинам некоторые желваки оказываются

пиритизированными, другие — обохренными. Под микроскопом фосфоритовые желваки представляют собою буровато-серую тонкодисперсную массу почти не действующего на поляризованный свет фосфатно-глинистого материала, на фоне которого обособляются точечные включения органического вещества, довольно многочисленные зерна глауконита, кварца, полевого шпата и слюды, а также вторичные выделения пирита, гипса и гидрогетита. По содержанию кластического материала указанные желваки должны быть отнесены к фосфоритам глинисто-песчаного типа. Содержание P_2O_5 в них в окрестностях д. Вожи колеблется в пределах 13—15%, в окрестностях д. Бессоново составляет 12,66%.

В составе песчано-алеваитового материала конгломерата преобладают алевритовые фракции, составляющие 10,95% общей массы породы (д. Городищи) — 13,12% (д. Вожи). Содержание же песчаных фракций не превышает 0,14%. В алевритовых фракциях обычно преобладают зерна крупноалеваитовой размерности (0,05—0,10 мм), в песчаных — зерна мелкопесчаной размерности (0,10—0,25 мм).

По форме среди зерен песчано-алеваитовых фракций преобладают зерна изометрических очертаний, полуокатанные.

Основная масса песчано-алеваитового материала состоит из глауконита, который представлен здесь, главным образом, кластическими зернами кварца, полевого шпата и мусковита, т. е. минералов легких фракций, содержание которых колеблется в пределах 97,37% (д. Городищи) — 99,11% (д. Вожи). В составе тяжелых фракций установлены следующие минералы: минералы группы черных рудных, минералы группы эпидота, гранат, турмалин, циркон, рутил, анатаз, ставролит, дистен, апатит, пикотит, биотит, роговая обманка. Среди них чаще других встречаются минералы группы черных рудных (39,5—41,1%) и гранат (18,6—32,8%).

Содержание цемента в описываемом конгломерате колеблется в пределах 17,55% (д. Городищи) — 27,48% (д. Вожи), т. е. несколько превышает содержание цемента в первом фосфоритовом горизонте. По составу цемент конгломерата является известково-глинистым. Тип цемента — цемент заполнения. В общей массе породы цементирующий материал распределяется неравномерно.

Из новообразований, входящих в состав описываемого конгломерата, следует отметить пирит, гипс, гидрогетит и вторичный кальцит. Пирит в рассматриваемом конгломерате наблюдается в тех же формах, что и в первом фосфоритовом горизонте, т. е. в виде вооморфов по органическим остаткам и секреторных скоплений в полостях. В тех же формах, что и в первом фосфоритовом горизонте, встречается и гипс. Гидрогетит в описываемом конгломерате играет меньшую роль. Чаще всего он наблюдается в виде небольших (до 1,5 см), неправильной формы выделений, выполняющих пустоты в породе. Вторичный кальцит обычно образует небольшие прожилки по трещинам; реже наблюдается в виде секреторных образований в пустотках.

Третий фосфоритовый горизонт представляет собою базальный конгломерат готеривского яруса, залегающий на размытой поверхности волжских ярусов и являющийся результатом перемиыва и переотложения целого ряда стратиграфических горизонтов валанжинского, верхневолжского, а иногда и нижневолжского ярусов.

Указанный конгломерат чаще всего представляет собою плотную, твердую плиту темно-серого или зеленовато-серого цвета. Мощность конгломерата изменяется в пределах 0,10—0,30 м. Он выдерживается на значительной территории. Однако, состав его оказывается различным в различных частях описываемого района. Там, где конгломерат лежит на размытой поверхности верхневолжского яруса (междуречье рр. Волги и

Свияги) галька, входящая в его состав, оказывается представленной, главным образом, переотложенными фосфоритовыми желваками из верхневолжских и валанжинских фосфоритовых слоев. Там же, где конгломерат налегает на ту или иную зону нижневолжского яруса (левобережье р. Свияги), состав гальки становится более сложным: к валанжинской и верхневолжской гальке в этом случае примешивается галька нижневолжского яруса, причем в тем большем количестве, чем больше размыта поверхность нижневолжских отложений.

Подстиляется конгломерат чаще всего глауконитовыми или кварцево-глауконитовыми волжскими алевролитами. Перекрывает его обычно мощная толща черных готеривских глин. В некоторых пунктах (д. Городищи, г. Ульяновск и др.) на контакте конгломерата и глин прослеживается тонкий прослой зеленовато-серого глауконитового алевролита, содержащего в своем составе редко рассеянную фосфоритовую гальку.

Описываемый конгломерат представляет собою прочно сцементированную песчанистую, кварцево-глауконитовую (преимущественно глауконитовую) породу, переполненную желваками фосфоритов и фосфоритизированными ядрами аммонитов и пелеципод. Органическими остатками рассматриваемая порода очень богата. Кроме упоминавшихся уже ядер аммонитов и пелеципод, в конгломерате часто встречаются обломки ростров белемнитов, спикулы губок, скелетные остатки микроорганизмов, а также крупные куски окаменелой, фосфоритизированной древесины.

Установление точного гранулометрического состава рассматриваемого конгломерата оказывается весьма затруднительным, вследствие трудности обособления фосфоритовых желваков от очень прочной и близкой по составу цементирующей массы. Микроскопическое же изучение шлифов и валовые механические анализы породы показывают, что кластический материал конгломератов представлен гравийно-галечными (преимущественно галечными), песчаными и алевритовыми фракциями, причем песчаные фракции обычно заметно преобладают над алевритовыми.

Галечные фракции конгломерата состоят из окатанных или полуокатанных фосфоритовых желваков размером от 1,5—2 до 6—7 см, черных или серых с поверхности, плотных или пористых, глинистых, сильно обогащенных органическим веществом или глинисто-песчаных со значительным содержанием кластики (главным образом глауконит, кварц, полевые шпаты и мусковит), нередко источенных фоиладами, иногда пиритизированных, часто содержащих ископаемую фауну. Значительную часть галечных фракций составляют фосфоритизированные ядра аммонитов и пелеципод.

Песчано-алеvритовые фракции конгломерата представлены главным образом (до 79,4% кластики) зернами мелко-песчаной размерности (0,10—0,25 мм). Преобладающей составной частью их является глауконит. Он составляет от 77,8 до 88,0% минералов легких фракций и представлен в основном кластическими зернами. Из других минералов легких фракций в конгломерате встречается кварц, реже полевые шпаты, кремнь и мусковит.

В составе тяжелых фракций, составляющих не более 7,32% песчано-алеvритового материала, установлены следующие минералы: минералы группы черных рудных, минералы группы эпидота, гранат, турмалин, циркон, рутил, титанит, ставролит, дистен, апатит, биотит и мусковит. Среди них преобладают минералы группы черных рудных (9,2—18,7%) и апатит (34,6—65,3%). Из остальных минералов тяжелых фракций чаще других встречаются зерна граната (5,4—11,5%) и циркона (7,2—8,5%).

Следует отметить, что комплекс тяжелых минералов готеривского

базального конгломерата значительно отличается от комплекса тяжелых минералов первых двух фосфоритовых горизонтов, приуроченных к отложениям юрской системы. Эти различия заключаются в резком возрастании роли апатита (содержание его в некоторых образцах описываемого конгломерата достигает 65 и более процентов общего числа зерен тяжелых фракций) и значительном уменьшении содержания граната, циркона и титанита.

Цементом описываемого конгломерата служит тонкодисперсный известково-фосфатно-глинистый материал, иногда настолько сходный с включенными в него фосфоритовыми желваками, что границу между ними не всегда удается провести даже под микроскопом. Тип цемента — цемент заполнения.

Из новообразований, встречающихся в конгломерате, следует отметить прежде всего пирит, гидрогетит и гипс. Пирит встречается здесь, в основном, в тех же формах, что и в первых двух фосфоритовых горизонтах, но играет значительно меньшую роль. В значительно меньших количествах встречается в описываемом конгломерате и гидрогетит. Он образует здесь небольшие выделения, редко рассеянные в цементе конгломерата. Гипс наблюдается в конгломерате очень часто. Его прозрачными кристаллами выполнены пустоты, образовавшиеся в результате выщелачивания ростров белемнитов. Выделения гипса встречаются также в трещинах в породе, где они образуют тонкие, легко отделяющиеся корочки. Кроме гипса в многочисленных пустотах породы встречаются мучнистые выделения какого-то трудноопределимого минерала светло-желтого, иногда почти белого цвета. Из других гидрохимических минералов, входящих в состав описываемых конгломератов, следует назвать вторичный кальцит, образующий корочки и щетки по стенкам полостей, а также вивианит, наблюдающийся в виде небольших (до 0,5 см) скоплений землистых рыхлых масс характерного синего цвета, не имеющих резких границ с окружающей породой.

Рассматриваемый конгломерат является наиболее выдержанным и наиболее высокопродуктивным фосфоритовым горизонтом описываемых отложений. Он прослеживается как на территории Волго-Свияжского водораздела, так и по левобережью р. Свияги. Выходы его отмечаются в окрестностях дд. Городищи, Захарьевский рудник, Поливны, Вожи, Сюндюково, Васильевка, Зеленовка, Байково, Кильна, Кошки, Сумароково, Киртели, Кадышево, М. Тарханы, Бессоново, Уразгильдино, Ембулатово, Яманчурино, Ст. Шаймурзино, Н. Шаймурзино, Ср. Алгаши, М. Цильна, Н. Тинчали и многих других.

Содержание P_2O_5 в нем в окрестностях д. Ст. Алгаши составляет 17,67%, в окрестностях д. Бессоново достигает 17,95%.

Четвертый фосфоритовый горизонт приурочен к альбскому ярусу. Он залегает в верхней части песчано-глинистой толщи этого яруса и выдерживается на обширной территории Ульяновского Поволжья.

Несмотря на то, что мощность и литологическая характеристика указанной толщи в пределах изученного района претерпевают значительные изменения, описываемый горизонт постоянно, как в береговых склонах р. Волги, так и на левобережье р. Свияги, прослеживается в ее верхней части (либо в самой кровле толщи, либо в непосредственной близости от нее). Его можно наблюдать в многочисленных естественных обнажениях альба близ г. Сенгилей и южнее этого пункта, в окрестностях д. Шиловки и г. Ульяновска, севернее Ульяновска и на крайнем юго-западе Татарской АССР в окрестностях дд. Кушкучево, Ст. Дрожжаново, Чув. Дрожжаново, Чув. Бездна, Городищи, Б. Акса, Ст. Чукалы и других.

На всей этой территории описываемый горизонт имеет довольно одно-

образный литологический облик. Обычно он представляет собою слой светло-серого или зеленовато-серого почти бескарбонатного глинистого алевролита, содержащего один или два прослоя крупных фосфоритных желваков. Мощность фосфоритовых прослоев измеряется 0,10—0,15 м. Фосфоритовая галька залегает в них неравномерно. В одних случаях она сгруппирована в небольшие скопления, в других без видимой закономерности рассеяна в толще глинисто-алевритового материала. В некоторых пунктах (окрестности г. Ульяновска) фосфоритовые желваки сцементированы в довольно прочный конгломерат; в других (окрестности д. Чувашское Дрожжаново) они свободно лежат в почти рыхлой глинисто-алевритовой массе. Наряду с фосфоритовой галькой, в алевролите нередко встречаются крупные куски окаменелой фосфоритизированной древесины.

Органическими остатками описываемый горизонт исключительно беден. Изредка в нем встречаются лишь остатки Decapoda и чешуя и позвонки рыб.

Под микроскопом в составе алевролитов обособляются три составные части: кластический материал, цемент и новообразования.

Кластический материал является преобладающей составной частью алевролитов. На его долю приходится от 56,16% общей массы породы (окрестности г. Ульяновска) до 62,69% (д. Чув. Дрожжаново), или соответственно 59,40—67,54% нерастворимого остатка, причем почти вся масса кластики представлена алевролитовыми фракциями. Песчаные фракции были установлены лишь в трех образцах алевролитов (одном из обнажения севернее г. Ульяновска и двух из окрестностей д. Чув. Дрожжаново) в пределах 0,10—0,64% нерастворимого остатка. В составе алевролитовых фракций заметно преобладают зерна крупно-алевритовой размерности (0,05—0,10 мм). Они составляют не менее 79% общей массы кластического материала.

По форме зерна кластического материала представлены главным образом зернами изометрическими, полуокатанными. По составу в нем резко преобладают минералы легких фракций. Содержание последних колеблется в пределах 0,88% (г. Ульяновск) — 1,46% (д. Чув. Дрожжаново).

Главными составными компонентами легких фракций являются кварц, полевые шпаты, глауконит и выветрелые и обохренные обломки пород. Реже встречаются зерна кремня и листочки мусковита.

В составе тяжелых фракций установлены следующие минералы: минералы группы черных рудных, минералы группы эпидота, гранат, турмалин, циркон, рутил, титанит, ставролит, дистен, апатит, хлорит, пикотит, энстатит, глауконит и роговая обманка. Среди них чаще других встречаются минералы группы черных рудных (40,0—52,1%), гранат (14,2—16,2%), циркон (11,5—13,1%), титанит (4,6—5,0%) и апатит (4,2—16,7%).

Цементирующий материал в описываемых алевролитах играет весьма существенную роль. Содержание его колеблется в пределах 37,31—43,84% общей массы породы. По взаимоотношению кластического и цементирующего материала цемент алевролитов является базальным, по структуре представляет собою пелитоморфную тонкодисперсную массу, почти не действующую на поляризованный свет, по составу представлен в основном глинистыми минералами.

Из новообразований, встречающихся в алевролитах, следует отметить лишь выделения гидрогетита, который образует здесь мелкие, неправильной формы скопления, редко рассеянные в глинистой массе цемента.

Фосфоритовая галька описываемого горизонта представлена жел-

ваками двух типов. Наиболее часто здесь встречаются желваки или сростки желваков темно-серого или зеленовато-серого цвета. Они чрезвычайно разнообразны по форме (хотя в последней и преобладают округлые очертания), слабо окатаны, обычно шероховаты, часто с белым мучнистым налетом на поверхности. Реже наблюдается черная, хорошо окатанная галька с глянцевитой поверхностью, нередко источенная сверлящими организмами. Размер желваков колеблется в значительных пределах, но основная масса их представлена крупными размерами (10—12 см в диаметре). Окатанная галька имеет меньшие размеры (1—5 см).

Под микроскопом серые, слабо окатанные желваки представляют собою однородную серо-бурую изотропную массу глинистого фосфата с черными точечными включениями органики, редкими вкраплениями пирита, мелкими выделениями гидрогетита и многочисленными (до 55%) зернами глауконита, кварца и полевого шпата. В отличие от них черные окатанные желваки почти не содержат в своем составе кластического материала, но в них значительно выше содержание органического вещества. Следовательно, первые из них следует отнести к фосфоритам песчанистого типа, вторые — к фосфоритам глинистого типа.

Содержание P_2O_5 в песчаных желваках колеблется в пределах от 15,48% (окрестности д. Кушкучовое) до 18,17% (д. Чув. Бездна). По глинистым желвакам таких данных не имеется.

Пятый фосфоритовый горизонт залегает в основании турона. По сравнению с вышеописанным, альбским горизонтом, указанный горизонт имеет значительно меньшую площадь распространения и характеризуется крайне непостоянной мощностью. На территории Татарской АССР он совершенно отсутствует. В береговых склонах р. Волги этот горизонт появляется в окрестностях г. Ульяновска и прослеживается лишь к югу от этого пункта (окрестности д. Шиловки, г. Сенгилея и южнее).

Повсеместно описываемый горизонт представлен небольшим по мощности слоем серовато-зеленого, сильно карбонатного разнородного глауконитового песчаника, содержащего фосфоритовую гальку. Нижняя граница песчаника, совпадающая с поверхностью размыва альбских отложений, неровная, вследствие чего мощность его сильно варьирует даже в пределах одного обнажения. В окрестностях д. Шиловка она нередко измеряется лишь долями сантиметра. Иногда указанный песчаник прослеживается здесь в виде небольших линзочек, заполняющих неровности на размытой поверхности подстилающих глин. Южнее д. Шиловки мощность песчаника возрастает до 0,10—0,12 м, а еще южнее (окрестности г. Сенгилея) она достигает 0,15—0,20 м. Такова же, примерно, мощность описываемого горизонта в окрестностях г. Ульяновска.

Описываемый песчаник обычно слабо сцементирован, местами даже рыхлый. Нередко в нем наблюдаются неправильной формы линзочки светло-серого песчано-алевритового мергеля, иногда встречаются небольшие куски фосфоритизированной древесины. Органическими остатками песчаник беден. Они представлены в нем лишь редкими плохо сохранившимися роострами белемнитов.

Под микроскопом в составе песчаника обособляются три составные части: кластический материал, цемент и новообразования.

Кластический материал является главной составной частью песчаников. Он составляет от 41,21% общей массы породы (окрестности д. Шиловки) до 69,66% (г. Сенгилей), или соответственно 52,90—85,78% нерастворимого остатка и представлен песчаными и алевролитовыми

фракциями. Песчаные фракции заметно преобладают над алевритовыми. На их долю приходится от 54,40% кластики (д. Шиловка) до 59,20% (г. Сенгилей), причем они представлены в основном зернами мелкопесчаной размерности (0,10—0,25 мм), которые составляют 30,80—48,50% нерастворимого остатка. Среднепесчаные фракции (0,25—0,5 мм) играют незначительную роль. Они составляют, как правило, менее 1%. Алевритовые фракции, составляющие от 21,80% нерастворимого остатка (севернее д. Шиловки) до 39,12% (южнее этого пункта), представлены, главным образом, крупным алевритом (0,05—0,10 мм).

По форме в песчаных фракциях преобладают зерна изометрические, полуокатанные, в алевритовых — изометрические, угловатые.

По составу основная масса кластического материала представлена минералами легких фракций. Содержание этих фракций во всех изученных образцах составляет более 99%, причем главная роль принадлежит в них глаукониту. Последний составляет не менее 40% алевритовых и не менее 80% песчаных фракций. Кроме него в составе легких фракций установлены кварц, полевые шпаты, кремень, мусковит и выветрелые зерна пород.

В составе тяжелых фракций установлены следующие минералы: минералы группы черных рудных, минералы группы эпидота, гранат, турмалин, циркон, рутил, пикотит, ставролит, титанит, дистен, апатит, хлорит, роговая обманка, глауконит. Среди них чаще других встречаются минералы группы черных рудных (38,6—41,2%), гранат (14,2—17,4%), циркон (10,0—11,2%), рутил (4,2—6,0%), дистен (4,8—7,0%) и апатит (3,0—4,8%).

Цементирующий материал составляет значительную часть описываемых песчаников. Содержание его во всех изученных автором образцах не снижается ниже 30%, а в отдельных случаях (образец из обн. севернее д. Шиловка) достигает более половины общей массы породы.

По взаимоотношению кластического и связующего материала цемент рассматриваемых песчаников является базальным, по структуре — пелитоморфным, заметно действующим на поляризованный свет, по составу — известково-фосфатно-глинистым.

Из новообразований, встречающихся в песчаниках, следует отметить редкие, мелкие выделения гидрогетита.

Фосфоритовая галька, входящая в состав песчаников, представлена, главным образом, довольно мелкими (чаще всего от 0,5 до 4 см) черными хорошо окатанными, обычно с поверхности как бы отполированными, блестящими, иногда источенными сверлящими организмами желваками, без видимой закономерности рассеянными в основной массе песчано-алеваитового и известково-фосфатно-глинистого материала. Кроме этой гальки в песчаниках иногда наблюдаются буровато-серые фосфоритовые желваки, не имеющие отчетливых границ со вмещающей породой, переполненные кластическим материалом и образовавшиеся, по-видимому, одновременно с породой. В отличие от них черная окатанная галька при исследовании ее под микроскопом оказывается почти совершенно лишенной песчано-алеваитовых зерен. Эта галька (глинистого типа) очевидно представляет собою продукт размыва и перетотложения более древних фосфоритовых горизонтов.

Содержание P_2O_5 в гальках глинистого типа (из обн. южнее г. Ульяновска) достигает 28,8%. Однако, в отличие от вышерассмотренного альбского горизонта, описываемый фосфоритовый горизонт имеет меньшую продуктивность, вследствие того, что фосфоритовая галька рассеяна здесь более редко и имеет меньшие размеры.

Шестой фосфоритовый горизонт приурочен также к туронскому ярусу. Он залегает непосредственно на вышеописанных глауконитовых песчаниках и имеет примерно ту же самую площадь распространения, что и пятый фосфоритовый горизонт.

Рассматриваемый горизонт представлен мелкой черной фосфоритовой галькой, переполняющей нижние слои мелоподобных туронских мергелей. Следует отметить, что на значительной части описываемой территории (окрестности д. Шиловки, г. Сенгилей), где отложения туронского яруса подверглись наиболее интенсивному размыву, указанные мергели оказываются представленными лишь этими фосфоритовыми слоями. Мощность последних в этом случае составляет от 0,20 до 0,60 м. Верхняя граница их неровная.

Описываемые мергели имеют светло-серую, иногда почти белую с зеленоватым оттенком окраску, содержат значительное количество глинистого и песчано-алеваитового материала, обычно плотные, иногда трещиноватые, заметно обогащенные глауконитом. В большинстве случаев они заключают в себе многочисленные обломки раковин иноцератов и других остатков ископаемой фауны.

Под микроскопом рассматриваемые породы характеризуются, как правило, пелитовой структурой. Они представляют собою тесную пелитоморфную смесь карбонатного и глинистого вещества светло-серого цвета: в основной массе которой обособляются небольшие участки вторичного мелкокристаллического кальцита, многочисленные зерна глауконита, более редкие и более мелкие зерна кварца, полевого шпата и другого кластического материала, мелкие точечные включения органического вещества, раковины фораминифер и другие скелетные остатки организмов, а также редкие, мелкие выделения гидрогетита.

Карбонатный материал является одной из наиболее существенных составных частей описываемых пород. Содержание его в изученных автором образцах составляет от 53,90% общей массы породы (обн. южнее г. Сенгилей) до 58,40% (д. Шиловка). Представлен он в основном пелитоморфным кальцитом, реже образует небольшие скопления мелкокристаллического кальцита, которым выполнены трещины, поры, полости мелких раковин. Мелкокристаллический кальцит часто обрамляет включения органического вещества. Им же слагаются обломки раковин фораминифер. Во всех этих случаях размер зерен кальцита не превышает 0,06 мм. Они прозрачны, иногда несут не вполне ясную спайность по ромбоэдру.

Глинистый материал (фракции $< 0,01$ мм) составляет небольшую часть описываемых пород. Содержание его колеблется в пределах от 7,62% общей массы породы (в окрестностях д. Шиловки) до 12,36% (г. Сенгилей). Под микроскопом он представляет собою однородную тонкодисперсную массу светло-серого цвета, почти не действующую на поляризованный свет.

Кластический материал в описываемых мергелях играет более существенную роль. Данные гранулометрических анализов показывают, что его содержание иногда (обн. южнее г. Сенгилей) достигает 16,3% общей массы породы. В составе кластического материала выделяются песчаные и алевритовые фракции, причем основная масса кластики представлена алевритовыми фракциями (до 11,24% породы). Песчаные же фракции имеют подчиненное значение, составляя лишь 2,42—4,70%. В песчаных фракциях преобладают зерна мелкопесчаной размерности (0,10—0,25 мм), в алевритовых — основную роль играет крупный алеврит (0,05—0,10 мм).

По форме среди зерен песчано-алеваитовых фракций встречаются зерна угловато-окатанные и угловатые. Первые преобладают.

По составу в кластическом материале описываемых мергелей заметно преобладают легкие фракции. Содержание их колеблется в пределах 99,02—99,51%. В состав этих фракций входят кварц, полевые шпаты, кремний, мусковит и часть глауконита. Основная же масса глауконита представляет собой новообразование, возникшее на месте в процессе формирования породы. В составе тяжелых фракций кластики установлены следующие минералы: минералы группы черных рудных, минералы группы эпидота, гранат, турмалин, циркон, рутил, титанит, ставролит, дистен, апатит, мусковит, хлорит, пикотит, роговая обманка, диопсид и глауконит. Из них наиболее часто встречаются минералы группы черных рудных (33,3—39,7%), гранат (19,7—21,3%), турмалин (2,2—2,7%), циркон (8,7—9,4%), рутил (5,7—6,3%), титанит (4,3—4,8%).

Постоянной составной частью описываемых мергелей является глауконит. Он составляет (обн. южнее г. Сенгиля) до 26% общей массы породы. Под микроскопом зерна глауконита большей частью имеют микроагрегатную структуру, реже встречается пластинчатый глауконит, состоящий из более или менее параллельных волокон, гаснущих одновременно. Цвет зерен глауконита зеленый или желто-зеленый. Форма его зерен почковидная или шарообразная. На поверхности зерен часто наблюдаются трещины и бороздки. Размер зерен колеблется в значительных пределах. Однако большая часть их имеет размеры от 0,10 до 0,25 мм. В некоторых образцах (обн. южнее д. Шиловки) песчаные фракции содержат до 90% глауконита. Указанная форма зерен и характер их поверхности свидетельствуют о том, что большая часть глауконита образовалась на месте в процессе формирования породы.

Фосфоритовая галька, входящая в состав описываемых мергелей, представлена мелкими (преимущественно размером до 3 см) черными, неправильной формы, но хорошо окатанными, глянцевитыми желваками, без видимой закономерности рассеянными в основной массе известково-глинистого материала.

Под микроскопом они представляют собою однородную, изотропную желтовато-серую массу фосфатно-глинистого вещества, почти не содержащую зерен кластического материала. В этой однородной массе обособляются редкие мелкие выделения гидрогетита и довольно многочисленные включения органического вещества в виде точечных образований и сети тонких жилок, пронизывающих фосфатно-глинистую массу.

Микроскопическое исследование показывает, что фосфоритовая галька описываемого горизонта представлена фосфоритами глинистого типа.

Седьмой фосфоритовый горизонт залегает в основании сантона. Наибольшее значение он имеет в пределах Татарской АССР и непосредственно прилегающих к ней районах, где отложения туронского яруса полностью размыты (окрестности дд. Городищи, Ст. Чукалы, М. Акса и другие). В этом случае он залегает на размытой поверхности альбских отложений и заметно обогащен фосфоритовой галькой из туронских фосфоритовых горизонтов. К югу от границ Татарской АССР (окрестности г. Ульяновска, д. Шиловки, г. Сенгиля) указанный горизонт залегает на размытой поверхности туронского яруса и характеризуется меньшей продуктивностью.

Рассматриваемый горизонт представлен мелкой, хорошо окатанной фосфоритовой галькой, рассеянной в нижней части (мощностью от 0,1 до 0,5 м) глинистых известняков и мергелей, залегающих в основании сантонских отложений.

Указанные породы обычно окрашены в светло-серый, почти белый цвет, мягкие, иногда рыхлые, нередко заметно обогащены глауконитом и в этом случае имеют зеленоватый оттенок. Они содержат многочислен-

ные остатки ископаемой фауны, в числе которой встречаются фосфоритизированные губки.

Под микроскопом рассматриваемые породы представляют собою пелитоморфную карбонатно-глинистую массу, окрашенную в желтовато-серый цвет. В этой однородной тонкодисперсной массе обособляются участки вторичного мелкокристаллического кальцита, редкие зерна глауконита, кварца и другого кластического материала, единичные сфериты опала, редкие небольшие выделения гидрогетита и многочисленные раковины фораминифер.

Карбонатный материал является главной составной частью описываемых пород. Содержание его в изученных автором образцах составляет от 49,52% общей массы породы (обн. севернее д. Шиловки) до 89,90% (г. Сенгиля). Представлен он в основном пелитоморфным кальцитом, в массе которого часто наблюдаются участки (до 0,25 мм) вторичного мелкокристаллического кальцита. Последним слагаются также многочисленные мелкие раковины и их обломки, которые нередко переполняют описываемые породы. Им же выполнены полости мелких раковин. Во всех этих случаях зерна кальцита чистые, прозрачные, нередко с ясно выраженной спайностью. Размер их не превышает 0,05 мм.

Глинистый материал составляет незначительную часть описываемых пород. В большинстве образцов на его долю приходится не более 14% их общей массы, и лишь в отдельных образцах (обн. севернее д. Шиловки) содержание глины доходит до 30—35%.

Еще меньшую роль играет в описываемых породах кластический материал. В большинстве образцов содержание его составляет лишь 2,1—3,5% общей массы породы, причем основная масса его (не менее 60% кластики) представлена песчаными фракциями (главным образом зернами мелкопесчаной размерности). По составу это главным образом зерна кварца и полевого шпата. Реже встречается здесь кремний и мусковит. К легким фракциям кластики относится также часть глауконита. Из минералов тяжелых фракций, составляющих не более 0,52% кластики, в описываемых мергелях установлены: минералы группы черных рудных, минералы группы эпидота, гранат, турмалин, циркон, рутил, титанит, ставролит, дистен, мусковит, хлорит, пикотит, роговая обманка, глауконит. Среди них наиболее часто встречаются минералы группы черных рудных (35,7—39,4%), гранат (22,1—24,2%), циркон (10,2—11,6%), рутил (8,4—9,6%) и ставролит (2,7—3,8%).

Постоянной составной частью мергелей является глауконит. В некоторых образцах (окрестности г. Сенгиля) он составляет до 2,5% общей массы породы и в основном является новообразованием, возникшим на месте, в процессе формирования породы. Об этом свидетельствует почковидная форма его зерен, отсутствие на них следов окатанности, а также то, что величина зерен глауконита всегда оказывается значительно больше величины соседних с ними зерен кварца и другого кластического материала.

Фосфоритовая галька описываемого горизонта представляет собой, по-видимому, продукт размыва туронских фосфоритовых слоев. По внешнему виду она чрезвычайно сходна с фосфоритовой галькой вышеописанного шестого горизонта. В основном это мелкие черные хорошо окатанные, гладкие блестящие желваки неправильной формы. Под микроскопом они также почти не отличаются от туронских фосфоритов. Кластический материал в них играет незначительную роль (это фосфориты глинистого типа), органическое вещество встречается довольно часто. Содержание P_2O_5 в описываемых фосфоритах в окрестностях д. Ст. Чукалы достигает 30%.

В основной массе мергелей фосфоритовая галька рассеяна без видимой закономерности. Количество ее заметно возрастает к подошве горизонта.

Восьмой фосфоритовый горизонт также приурочен к сантону. Он залегает в основании верхнесантонского подъяруса и представляет собой небольшой по мощности (от 0,5 до 0,80 м) прослой зеленовато-серого или буровато-зеленого разнотекстурного кварцево-глауконитового песчаника (или песка), содержащего окатанную или полукатанную фосфоритовую гальку. Выходы его наблюдаются в окрестностях дд. Кукушкино, Елаур и др.

Указанные песчаники обычно залегают на неровной, размытой поверхности нижнесантонских мергелей, причем нередко их нижняя граница оказывается осложненной многочисленными корневыми выростами («ризолитами»). Кровлей песчаников служат согласно перекрывающие их мергели верхнесантонского подъяруса.

Описываемые песчаники содержат значительное количество глинистого материала, слабо известковисты, обычно слабо сцементированы, иногда даже рыхлые. Органические остатки встречаются в них довольно часто. Они представлены многочисленными «створками» *Pteria tenuicostata*, «рострами» белемнитов и другими формами.

Под микроскопом в составе песчаников обособляются кластический материал, цемент, новообразования и многочисленные скелетные образования ископаемых организмов, среди которых особенно большая роль принадлежит спикулам кремневых губок, иногда буквально переполняющим породу.

Кластический материал составляет основную массу песчаников. В изученных автором образцах из окрестностей д. Елаур на его долю приходится от 49,71 до 51,30% породы (56,60—58,88% нерастворимого остатка). В составе кластического материала выделяются песчаные и алевроитовые фракции. Первые из них заметно преобладают в песчаниках, составляя 37,87—42,26% нерастворимого остатка. Вторые имеют меньшее значение, составляя лишь 16,36—21,01%. Песчаные фракции представлены в основном зернами мелкопесчаной размерности (0,10—0,25 мм), в алевроитовых — преобладает крупный алевроит (0,05—0,10 мм).

По составу основная масса кластического материала представлена минералами легких фракций. Они составляют от 98,26 до 99,76% кластиков. Среди них заметно преобладают окатанные зерна глауконита (очень часто здесь встречается пластинчатый глауконит); меньшее значение имеют зерна кварца, полевого шпата и обломки различных пород, в виде единичных зерен встречаются кремень и мусковит.

В составе тяжелых фракций установлены следующие минералы: минералы группы черных рудных, минералы группы эпидота, гранат, турмалин, циркон, рутил, титанит, ставролит, дистен, мусковит, хлорит, пикотит, роговая обманка, глауконит. Среди них наиболее часто встречаются минералы группы черных рудных (39,7—42,0%), гранат (15,6—17,7%), циркон (14,6—15,3%) и рутил (5,1—7,0%).

Цементирующий материал составляет значительную часть описываемых пород, не менее 48,7% их общей массы. По взаимоотношению его с кластическим материалом он является базальным, по структуре — однородным, тонкодисперсным, почти не действующим на поляризованный свет, по составу — преимущественно глинистым.

Из новообразований, встречающихся в песчаниках, следует отметить вторичный кальцит и гидрогетит. Выделения кальцита наблюдаются по трещинам и порам. В последнем случае он нередко образует сферолиты. Гидрогетит представлен неправильной формы выделениями, рассеянными

в массе цементирующего материала. Иногда они имеют значительные размеры (до 4 см и более).

Фосфоритовая галька, входящая в состав песчаников, представлена довольно крупными (до 7 см) коричневыми или бурыми, слабо окатанными желваками, часто с белым налетом на поверхности. Микроскопические исследования желваков показывают, что они содержат весьма значительное количество кластического материала (главным образом глауконит, кварц и полевые шпаты) и потому представляют собою фосфориты песчаного типа.

В толще песчаников фосфоритовая галька рассеяна без видимой закономерности. Количество ее несколько увеличивается к подошве слоя.

Девятый фосфоритовый горизонт залегает в основании кампана. Он представляет собою грубую, большей частью слабо сцементированную, реже рыхлую песчанисто-мергелистую глауконитовую породу, в которой рассеяна мелкая фосфоритовая галька. Выходы его прослеживаются южнее д. Шиловки, в окрестностях г. Сенгилея, дд. Тушна, Гранная Коммуна и других.

Мощность указанного горизонта колеблется в пределах 1,0—1,5 м. Нижняя граница его, совпадающая с поверхностью размыва сантонских отложений, весьма отчетлива. Нередко она осложнена сетью корневищных выростов («ризолитов»). Верхняя граница в большинстве случаев проводится условно, так как переход глауконитовых мергелей в вышележащую толщу белого писчего мела, как правило, происходит постепенно.

Цвет описываемых мергелей — зеленовато-серый, что обуславливается сильной обогащенностью их глауконитом. Иногда в мергелях наблюдаются выделения гидрогетита. В самом основании слоя изредка встречаются более или менее окатанные обломки нижележащих пород. Из фаунистических остатков, встречающихся в мергелях, следует отметить роствы белемнитов, остатки морских ежей, раковины и отпечатки пеллеципод и фораминифер, а также многочисленные фосфоритизированные губки, преимущественно из р. *Ventriculites*.

Под микроскопом описываемые породы представляют собою тесную, пелитоморфную смесь карбонатного и глинистого вещества, в которой обособляются небольшие участки мелкокристаллического кальцита, многочисленные зерна глауконита, более редкие и более мелкие зерна кварца, кремня и другого кластического материала, мелкие раковины фораминифер, а также выделения гидрогетита.

Карбонатный материал является одной из наиболее существенных составных частей описываемых пород. Содержание его в изученных автором образцах составляет от 37,86% общей массы породы (окрестности д. Шиловки) до 73,68% (д. Тушна). Представлен он в основном пелитоморфным кальцитом, в массе которого иногда наблюдаются небольшие (до 0,10 мм) участки мелкокристаллического кальцита. Последним сложены также обломки раковин фораминифер. Нередко им выполнены полости мелких раковин. Во всех этих случаях размер зерен кальцита не превышает 0,05 мм.

Глинистый материал является второй существенной составной частью описываемых пород. Содержание его по данным гранулометрических анализов составляет от 7,74% общей массы породы (д. Тушна) до 37,82% (д. Шиловка); или соответственно 29,40—62,10% нерастворимого остатка. Под микроскопом он представляет собою однородную тонкодисперсную массу буровато-серого цвета, почти не действующую на поляризованный свет.

Кластический материал описываемых мергелей в изученных автором

образцах составляет от 3,24% общей массы породы (д. Шиловка) до 4,92% (д. Тушна), причем большая часть его представлена крупноалевритовыми фракциями (0,05—0,10 мм), содержание которых достигает 3,11% общей массы породы. Песчаные же фракции (главным образом мелкопесчаной размерности) имеют здесь подчиненное значение. На их долю приходится не более 1,72% породы.

В основной массе карбонатно-глинистого материала кластические зерна располагаются неравномерно. По составу это, главным образом, зерна кварца, кремня и полевого шпата. Реже встречаются листочки мусковита. Таким образом, основная масса кластики представлена минералами легких фракций. Они составляют не менее 99,41%.

В составе тяжелых фракций установлены следующие минералы: минералы группы черных рудных, гранат, турмалин, циркон, рутил, ставролит, дистен, хлорит, роговая обманка. Из них наиболее часто встречаются минералы группы черных рудных (39,7—42,0%), циркон (14,6—15,9%), гранат (16,2—17,7%) и рутил (5,2—7,1%).

Существенной составной частью описываемых пород является глауконит. Содержание его в отдельных образцах (обн. в окрестностях д. Тушна) достигает 17,4% общей массы породы, причем основная масса его представляет собою новообразование, возникшее на месте, в процессе формирования породы.

Цвет глауконита желто-зеленый. Форма его зерен неправильная, почковидная, шарообразная. Размеры большей части зерен колеблются от 0,10 до 0,25 мм. Обычно они крупнее зерен кварца и полевого шпата, находящихся по соседству с ними. Поверхность зерен, как правило, не несет на себе никаких следов окатанности.

Фосфоритовая галька, входящая в состав рассматриваемого горизонта, представлена мелкими (до 5 см) черными, темно-серыми и буровато-серыми желваками. Последние обычно хорошо окатаны, нередко имеют изъеденную поверхность.

В слое глауконитового мергеля фосфоритовая галька рассеяна либо без всякой видимой закономерности, либо (окрестности г. Сенгалея) сосредоточена в относительно выдержанные прослои, прослеживающиеся примерно в 0,5 м от подошвы описываемого горизонта. В последнем случае в этом же прослое оказывается большая часть фосфоритизированных губок. Под микроскопом фосфоритовые желваки представляют собою однородную желтовато-серую изотропную массу, в которой беспорядочно рассеяны точечные включения органического вещества, мелкие зернышки кварца, глауконита и полевого шпата, тонкие листочки слюды и редкие включения гидрогетита.

Таким образом, в разрезе верхнеюрских и меловых отложений Ульяновского Поволжья намечается девять горизонтов, характеризующихся повышенной концентрацией фосфоритов. Однако, как уже отмечалось выше, фосфориты наблюдаются не только в пределах указанных горизонтов. Фосфоритовые желваки изредка встречаются в среднекаловейских мергелях. Конкреционные стяжения фосфоритов спорадически рассеяны во всей толще мергелей и известковых глин оксфорда и кимериджа. Фосфориты наблюдаются в нижневожских, верхневожских и готеривских алевролитах, туронских и сантонских мергелях и целом ряде других пород.

Следует, однако, подчеркнуть, что с генетической точки зрения фосфориты, спорадически рассеянные в толщах указанных пород, принципиально отличаются от фосфоритов, приуроченных к фосфоритовым горизонтам, ибо первые являются первичными образованиями, возникшими на месте в процессе формирования породы, тогда как вторые представляют

собой результат перемыва и переотложения ранее сформированных пород или осадков.

Наличие первичных фосфоритовых стяжений в указанных породах, наряду с обогащением последних известью, постоянным присутствием в них глауконита и остатков типичной морской стеногалиновой фауны, в которой, однако, не встречаются представители кораллов, свидетельствует о том, что все эти породы формировались в условиях открытого мелкого моря, характеризовавшегося нормальной соленостью и нормальным или слегка пониженным кислородным и температурным режимом. Другими словами, все эти породы являются нормальными осадками глауконитово-фосфоритовой фации материкового шельфа. Фосфоритовые же горизонты, характеризующиеся концентрацией в той или иной степени окатанной фосфоритовой гальки, указывают на перерывы в осадконакоплении.

Следовательно, на протяжении почти всей мезозойской эпохи, за исключением докеловейского, нижнекеловейского, аптского и маастрихтского времени, а также времени зоны *Perisphinctes panderi*, описываемая территория, по-видимому, представляла собою область материкового шельфа, к которому, в соответствии со взглядами А. В. Казакова (1939 г.), подводились холодные глубинные воды, насыщенные CO_2 и P_2O_5 . Здесь, в результате уменьшения гидростатического давления, диффузии части CO_2 в поверхностные зоны фитопланктона, а также прогрева вод, в них уменьшалось парциальное давление CO_2 , что вело к перенасыщению вод известью и фосфатом и осаждению последних в виде кальцита и фосфоритов. Так формировались оксфордские мергели, кимериджские известковые глины и другие богатые известью фосфоритонесные породы.

Однако морской режим не сохранялся на описываемой территории в течение всего рассматриваемого периода времени. В результате тектонических движений, имевших место на территории изученного района, отдельные его участки, или весь он в целом, периодически выходили из-под уровня вод или оказывались в условиях прибрежного мелководья. Такие поднятия имели место на границе зоны *Perisphinctes panderi* и зоны *Virgatites virgatus*, на границе зоны *Virgatites virgatus* и зоны *Perisphinctes nikitini*, на границе альба и турона, турона и сантона и т. д.

Во время указанных поднятий первичные фосфоритонесные породы, а иногда и осадки, еще не сформированные в породе, подвергались перемыву и переотложению, в результате чего происходило накопление в той или иной степени окатанной фосфоритовой гальки, которая, наряду с мелким кластическим материалом, образовывала фосфоритовые конгломераты или иные породы, обогащенные фосфоритами. В некоторых случаях уже образовавшиеся конгломераты подвергались вторичному перемыву и переотложению, в результате чего возникали фосфоритовые горизонты, содержащие фосфоритовую гальку двух или нескольких генераций, как, например, в первом или третьем горизонтах.

Таким образом, все фосфоритовые горизонты в мезозойских отложениях Ульяновского Поволжья представляют собою вторичные образования, возникшие в результате перемыва и переотложения ранее сформированных пород или осадков и знаменующие собою перерывы в осадконакоплении.

Практическая значимость указанных горизонтов неодинакова. Наиболее продуктивным горизонтом является еще и тем, что на территории Волго-Свияжского водораздела он залегает в непосредственной близости от второго и первого горизонтов. Предельная суммарная мощность указанных горизонтов и разделяющих их пород не превышает 2 м. Суммар-

ная же продуктивность всех трех горизонтов, например, для окрестностей д. Бессоново составляет около 700 кг/м², для окрестности д. Ундоры — 640 кг/м². Поэтому при организации добычи фосфоритов целесообразно производить одновременную обработку всех трех горизонтов, тем более, что глубина залегания их на большей части описываемой территории превышает 50 м, вследствие чего разработка фосфоритов может вестись только закрытым способом.

Большую практическую ценность имеет четвертый фосфоритовый горизонт. При весьма значительной площади распространения продуктивность его, по данным В. А. Полянина (1934 г.), составляет в окрестностях д. Чув. Дрожжаново 138—280 кг/м², в окрестностях Чув. Бездна — до 160 кг/м². Мощность вскрыши измеряется на Дрожжановском участке 1,5—3 м, на Безднинском — 9—12 м.

Серьезного внимания, особенно для юго-западной части Татарии, заслуживает седьмой фосфоритовый горизонт. Продуктивность его, по данным С. П. Егорова (1934 г.), для окрестностей дд. Городищи—Ст. Чукалы составляет 40—50 кг/м². Однако при том высоком содержании P₂O₅ (оно достигает 30%), которое характеризует фосфоритовые желваки данного горизонта, он может быть практически использован и при такой продуктивности. Следует отметить, однако, что мощность вскрыши этого горизонта весьма значительна. Как правило, она измеряется десятками метров.

Остальные горизонты имеют меньшую практическую ценность. Шестой горизонт часто выклинивается по простиранию. Седьмой — имеет небольшую площадь распространения. Что же касается восьмого и девятого горизонтов, то они еще недостаточно изучены. Для суждения о их практической ценности необходима постановка разведочных работ. Мощность вскрыши их, как правило, значительная.

Подводя итог всему вышесказанному, следует еще раз подчеркнуть, что фосфориты играют существенную роль в общем комплексе полезных ископаемых мезозойских отложений в пределах описываемого района, причем общая масса их весьма значительна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Егоров С. П. Фосфориты и горючие сланцы Дрожжановского района Татарии. Рукопись. Фонды ТГРТ, 1934.
2. Казаков А. В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. ГОНТИ, 1939.
3. Корчагин В. В. Литология верхнеюрских отложений юго-западной части Татарской АССР и смежных с нею районов Ульяновского Поволжья. Рукопись. Фонды Казанского гос. университета, 1954.
4. Полянин В. А. Фосфориты окрестностей д. Чувашское Дрожжаново, Чувашская Бездна и Русская Бездна Дрожжановского района. Рукопись. Фонды ТГРТ, 1934.

В. В. ВЛАСОВ, У. Г. ДИСТАНОВ, Ю. И. СОЗИН, В. С. ВЕРХУНОВ

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЕ, ЭЛЕКТРОНОГРАФИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД ПАЛЕОГЕНА СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

В сложении палеогеновых осадков Среднего Поволжья значительная роль принадлежит кремнистым породам — опокам, диатомитам и трепелам. Первые из них — опоки и диатомиты — прослеживаются обычно в виде мощных (до 50 м и более) толщ и линз в нижней части сызранского яруса, местами отмечаются в отложениях саратовского яруса. Трепелы пользуются относительно меньшим развитием. Залегают они в виде небольших линз и прослоев среди песчаных образований саратовского и сызранского ярусов или наблюдаются отдельными участками в толщах диатомитов.

Состоят описываемые породы (не считая примеси песчано-алевритового обломочного материала) в основном из двух компонентов — глинистой части и кремнистого опалового материала. Глинистый материал составляет обычно 20—30% породы, в некоторых разновидностях опок содержание его повышается до 40% и более. Представлен он преимущественно гидрослюдами (в том числе и глауконитом), что устанавливается в частности (см. ниже) данными рентгеноструктурного, электронографического и электронномикроскопического анализов. В диатомитах, трепелах и светло-серых выветрелых опоках в подчиненном количестве присутствует иногда каолинит.

Опаловый материал является основной частью кремнистых пород. В диатомитах им сложены скелеты диатомовых водорослей, в опоках и трепелах он наблюдается в виде мельчайших (1—5 м) округлых и неправильных зерен.

Количество и строение опалового материала, по существу, определяет такие свойства кремнистых пород, как активность, адсорбционные свойства, объемный вес и т. п. Определенную роль при этом, несомненно, играет и состав опалового материала. К настоящему времени рядом исследований установлено, что опаловый материал кремнистых пород в ряде случаев имеет сложный состав — наряду с рентгеноаморфным опалом он частично может быть представлен α-тридимитом, α-кварцем, α- и β-кристобалитом [1, 2, 6]. Имеются отдельные указания на присутствие низкотемпературного кристобалита и в некоторых образцах кремнистых пород палеогена Поволжья. Так, К. В. Васильевым и В. С. Веселовским [2] рентгенографическими исследованиями установлено присутствие α-кристобалита в камышинских диатомитах и опоках, Г. И. Бушинским и В. А. Франк-Каменецким линии кристобалита обнаружены на рентгенограммах палеогеновых диатомитов из района г. Сенгилея [1].

В настоящей работе авторами сделана попытка дать детальную характеристику состава кремнезема кремнистых пород палеогена Среднего Поволжья, с оценкой не только качественного, но (хотя бы приближенно) и количественного содержания некоторых компонентов. С этой целью были проведены рентгеноструктурные, электронографические и электронномикроскопические исследования ряда образцов опок, диатомитов и трепелов.

Рентгенографически (методом порошка) были исследованы следующие 9 образцов:

Таблица 1

№ п.п.	Характеристика породы	Местонахождение
1	Трепел белый	д. Павловка, Ульяновской обл.
2	Опока серая	д. Б. Лопуховка, Саратовской обл.
3	Опока светло-серая	д. Покровка, Пензенской обл.
4	Опока светло-серая	д. Жемковка, Куйбышевской обл.
5	Опока серая	г. Инза, Ульяновской обл.
6	Трепел светло-серый	д. Труслейка, Ульяновской обл.
7	Диатомит серый	г. Барыш, Ульяновской обл.
8	Диатомит светло-серый	г. Инза, Ульяновской обл.
9	Диатомит светло-серый	д. М. Ремезенки, Мордовской АССР.

Съемки производились на установке УРС-70-К1 в камерах типа РКД с эффективным диаметром 57,3 мм. Использовалось неотфильтрованное FeK α излучение от электронной рентгеновской трубки БСВ-4 с Fe-антикатодом. В результате исследований в образцах № 1-6 был обнаружен α -кристобалит. Кристобалиту принадлежат наиболее интенсивные линии рентгенограмм с $d_{101} \approx 4,04$ кХ и $d_{200} \approx 2,485$ кХ, а также ряд других линий средней и слабой интенсивности. Линии кристобалита в основном широкие, размытые, что говорит о высокодисперсном состоянии этого минерала в исследуемых породах.

Кроме линий α -кристобалита, на рентгенограммах имеются слабые пунктирные линии грубодисперсного кварца и единичные линии, принадлежащие глинистому минералу из группы гидрослюд (типа иллита). В области малых углов на всех рентгенограммах наблюдается интенсивное почернение, что вызвано присутствием значительного количества аморфного опала.

Образцы диатомитов состоят из опала, гидрослюды и грубодисперсного кварца. Количество гидрослюдистого минерала невелико во всех 9 образцах; кварц также присутствует в очень незначительном количестве (вероятно, доли процента). Лишь в образце диатомита из Барыша отмечается повышенное его присутствие и большая грубодисперсность, о чем свидетельствуют возросшая интенсивность и резко выраженный пунктирный характер линий кварца. Результаты расчетов рентгенограмм приведены в таблицах 2 и 3. Они близки к данным, приведенным в упомянутой ниже работе Г. И. Бушинского и В. А. Франк-Каменецкого.

В образцах № 1-6 было произведено определение процентного содержания кристобалита. На рентгенограммах этих образцов отчетливо видна линия кристобалита 200 с межплоскостным расстоянием около 2,485 кХ. Как известно, интенсивность линий одного из компонентов смеси увеличивается с ростом процентного содержания его в этой смеси и наоборот. Различная интенсивность линии 200 на рентгенограммах различных образцов была принята как показатель количественного соотношения основных минералогических компонентов: опала и α -кристобалита (кварц и гидрослюда вследствие их малого содержания в расчет не принимались).

Таблица 2

№ линий	Исследуемые образцы										Эталон (В. И. Михеев [4])							
	№ 1		№ 2		№ 3		№ 4		№ 5		№ 6		кристобалит		кварц		иллит	
	I	d α	I	d α	I	d α	I	d α	I	d α	I	d α	I	d α	I	d α	I	d α
1	2	(4,52)	4	(4,46)	2	(4,53)	8	(4,48)	2	(4,55)	3	(4,56)	5	(4,49)	5	4,24	8	4,49
2	10	4,04	10	4,06	10	4,07	10	4,22	10	4,05	10	4,10	10	4,03	5	(3,68)	18	
3	2	(3,65)	1	(3,69)	2	3,34	2	(3,66)	3	3,33	3	3,35	10	3,13	5	3,34	17	
4	4	3,32	2	3,16	2	3,15	5	3,32	3	3,33	4	3,35	6	2,834	10		18	
5	0	2,845	1	2,888	2	2,858	2ш	2,771	1р	(2,733)	2ш	2,783	7	2,481	4		4	2,839
6	2	(2,726)	1р	(2,720)	2	(2,732)	2	(2,732)	1	2,551	4	2,574	4	2,481	4		10	2,570
7	3	2,576	1р	2,488	2	2,560	5	2,557	1	2,488	5	2,491	8	2,112	5			
8	4	2,487	5	2,488	4	2,488	4	2,483	5	2,488	5	2,491	5	2,015	5			
9	0	2,487	1	2,294	2	2,560	1	2,288	1	2,129	4	2,491	5	2,112	4			
10	1	2,286	1	2,121	2	2,488	2	2,129	2	1,810	5	2,491	6	1,867	4			
11	2	2,286	1ш	1,996	2	1,695	1	1,881	2	1,810	2	1,699	6	1,687	9			
12	2	2,023	2	1,819	3	1,615	3	1,810	2	1,810	2	1,699	6	1,687	9			
13	3	1,870	2	1,819	3	1,615	3ш	1,716	2	1,810	2	1,699	6	1,687	9			
14	2	1,808	2	1,819	3	1,615	3ш	1,716	2	1,810	2	1,699	6	1,687	9			
15	3	1,693	1ш	1,594	1ш	1,615	3ш	1,696	2	1,810	2	1,699	6	1,687	9			
16	2ш	1,603	2	1,546	2	1,615	2	1,596	2	1,810	2	1,699	6	1,687	9			
17	3	1,633	2	1,489	3р	1,491	2	1,534	1	1,810	1	1,500	6	1,492	9			
18	3	1,504	1р	1,489	3р	1,491	4ш	1,511	1	1,810	1	1,500	6	1,492	9			
19	20	(1,483)	1	1,430	2р	1,437	3	1,481	2	1,810	4р	1,500	6	1,492	9			
20	3ш	1,427	1	1,430	2р	1,437	3	1,481	2	1,810	2р	1,433	5	1,428	8			
21	2р	1,378	2	1,370	2р	1,364	3	1,367	2	1,810	2р	1,373	5	1,428	9			
22	2	1,366	2	1,370	2р	1,364	3	1,367	2	1,810	2	1,373	5	1,428	8			
23	3	1,301	2	1,370	2р	1,364	3	1,367	2	1,810	2	1,373	5	1,428	9			
24	2	1,280	2	1,370	2р	1,364	3	1,367	2	1,810	2	1,373	5	1,428	8			
25	2	1,250	1	1,254	2р	1,240	2р	1,282	2	1,810	2р	1,283	5	1,296	9			
26	2	1,230	1	1,254	2р	1,240	2р	1,249	2	1,810	2р	1,283	5	1,296	9			
27	2	1,195	2	1,181	1	1,240	1	1,249	2	1,810	2р	1,250	5	1,296	8			
28	2р	1,230	2	1,181	1	1,240	2	1,249	2	1,810	1	1,200	2	1,230	7			
29	3	1,175	2	1,152	2	1,176	2	1,194	1	1,810	1	1,200	2	1,230	8			
30	2	1,147	1	1,152	2	1,176	2	1,176	1	1,810	1	1,200	4	1,181	8			
31	2	1,077	1	1,152	2	1,176	2	1,176	1	1,810	1	1,200	4	1,181	8			
32	3	1,077	1	1,152	2	1,176	2	1,176	1	1,810	1	1,200	4	1,181	8			
33	3	1,077	1	1,152	2	1,176	2	1,176	1	1,810	1	1,200	4	1,181	8			
34	3	1,077	1	1,152	2	1,176	2	1,176	1	1,810	1	1,200	4	1,181	8			
35	2	1,009	2	1,152	2	1,176	2	1,176	1	1,810	1	1,200	4	1,181	8			

Таблица 3

№ линий	Исследуемые образцы						Эталон (В. И. Михеев [4])			
	№ 7		№ 8		№ 9		кварц		иллит	
	l	d _α	l	d _α	l	d _α	l	d _α	l	d _α
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	2	4,48	4	4,55	4	4,55			8	4,49
2	4	4,24	1	4,23	1	4,23	5	4,24		
3	3	(3,69)	1	(3,69)	2	(3,71)	6	(3,68)		
4	8	3,34	5	3,33	3	3,33	10	3,34		
5			2	3,29					8	3,29
6	1	2,838	1	2,831					4	2,839
7	4p	2,551	4	2,573	4	2,579			10	2,570
8	1	2,447					4	2,456		
9	1	2,266					5	2,280		
10	2	2,139					5	2,123		
11	3	1,813	1	1,804	1	1,820	9	1,813		
12	1ш	1,653	1ш	1,649	1ш	1,653			7ш	1,655
13	3	1,536					9	1,539		
14	3p	1,492	3p	1,495	2p	1,495			10	1,498
15	1	1,451					4	1,450		
16	3	1,371	2	1,372	2	1,373	9	1,372		
17	2	1,290	1	1,290	1p	1,291			8	1,295
18	1	1,247							8	1,245
19	2	1,196			1	1,195	8	1,198		
20	2	1,182					8	1,182		
21	2	1,150					7	1,154		
22	2	1,077					8	1,080		
23	2	1,047					6	1,046		
24	2	1,034					7	1,033		

Для выяснения зависимости интенсивности линии 200 от содержания кристобалита были получены рентгенограммы с пяти искусственных смесей кристобалита с опалом при содержании кристобалита 100, 75, 50, 25 и 10 весовых процентов.

Кристобалит был получен искусственно, путем обжига кварца при t° выше 1470° и последующего быстрого охлаждения.

Отделение кристобалита от остатков кварца было осуществлено в жидкости Туле с удельным весом 2,4. Межплоскостные расстояния полученного нами кристобалита сходны с данными различных авторов и приведены в таблице 4.

Рентгеноаморфный опал (прозрачные бесцветные натечные образования) был предоставлен В. М. Винокуровым из коллекции Казанского университета. Равномерность распределения компонентов в порошках-смеськах достигалась попеременным 20-минутным перемешиванием в агатовой ступке с этиловым спиртом и последующим просеиванием через сито 0,1 мм при трехкратном повторении каждой операции. Этим удалось достигнуть удовлетворительной степени равномерности распределения компонентов в смеськах; из каждой смеси было получено и снято по 2 образца и были получены сходные результаты.

Образцы приготавливались путем наполнения порошком чехла из коллодия, толщина стенок чехлов выдерживалась постоянной во всех съемках. Диаметр столбика-образца равнялся 0,5 мм. Съемки искусственных смесей и образцов пород, предназначенных для количественного анализа, производились на пленку «Рентген ХХ» с помощью указанной ниже аппаратуры при строго постоянном режиме: 30 kV и 10 mA, экспозиция каждой съемки составляла 6 часов.

Обработка рентгенограмм производилась обычным метолгидрохиновым проявителем без КВг.

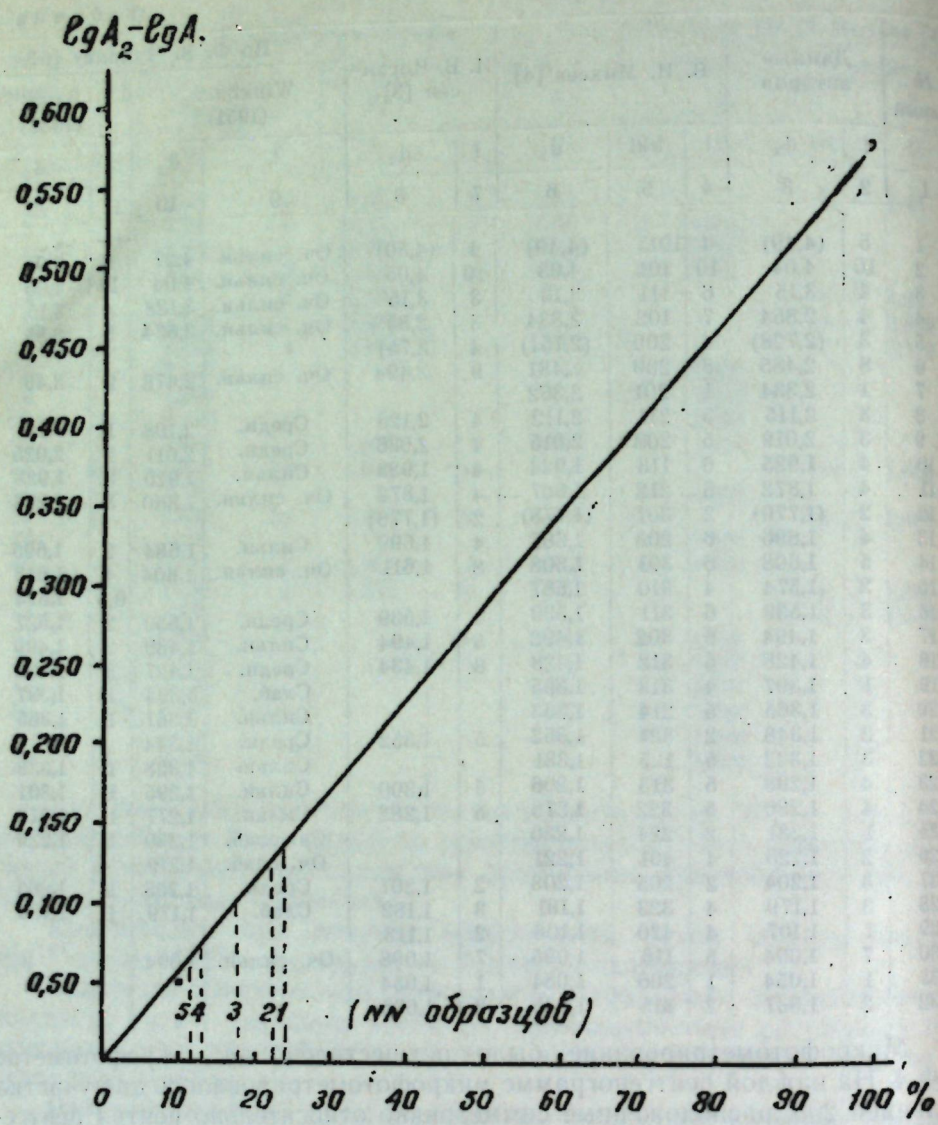
Таблица 4

№ линий	Данные авторов	В. И. Михеев [4]		И. В. Иогансен [3]		По Ф. В. Чухрову [6]					
		В. И. Михеев [4]		И. В. Иогансен [3]		Winkhaus (1951)		Barth (1932)			
		l	d _α	l	hkl	d _α	l	d _α	l	d _α	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	5	(4,49)	4	101β	(4,49)	4	(4,50)	Оч. сильн.	4,27	1	5,0
2	10	4,04	10	101	4,03	10	4,05	Оч. сильн.	4,04	10	4,05
3	4	3,15	6	111	3,13	3	3,15	Оч. сильн.	3,128	4	3,15
4	4	2,854	7	102	2,834	3	2,85	Оч. сильн.	2,824	5	2,85
5	3	(2,728)	4	200β	(2,751)	4	(2,75)				
6	8	2,485	8	200	2,481	9	2,494	Оч. сильн.	2,478	9	2,48
7	1	2,334	1	201	2,362						
8	3	2,115	5	211	2,112	4	2,126	Средн.	2,108	1	2,12
9	3	2,019	5	202	2,015	4	2,036	Средн.	2,011	2	2,025
10	4	1,925	6	113	1,924	4	1,933	Сильн.	1,920	3	1,933
11	4	1,872	6	212	1,867	4	1,872	Оч. сильн.	1,860	3	1,873
12	2	(1,779)	2	301β	(1,778)	2	(1,778)				
13	4	1,696	6	203	1,687	4	1,699	Сильн.	1,684	2	1,695
14	5	1,608	6	301	1,608	8	1,611	Оч. сильн.	1,604	4	1,612
15	2	1,574	4	310	1,567					0,5	1,574
16	3	1,539	6	311	1,530	4	1,539	Средн.	1,530	2	1,527
17	3	1,494	6	302	1,492	5	1,494	Сильн.	1,489	2	1,499
18	4	1,428	5	312	1,428	8	1,434	Средн.	1,427	3	1,430
19	1	1,397	4	313	1,395			Слаб.	1,394	1	1,397
20	3	1,365	5	214	1,363			Сильн.	1,361	1	1,365
21	2	1,348	2	321	1,352	5	1,352	Средн.	1,344		
22	3	1,332	5	105	1,331			Сильн.	1,328	1	1,338
23	4	1,298	5	313	1,296	5	1,300	Сильн.	1,295	1	1,301
24	4	1,280	5	322	1,278	5	1,282	Сильн.	1,277	1	1,278
25	1	1,231	2	224	1,230			Оч. слаб.	1,230	1	1,229
26	2	1,223	4	401	1,221			Оч. слаб.	1,219		
27	3	1,204	2	205	1,203	2	1,207	Средн.	1,203	1	1,205
28	3	1,179	4	323	1,181	3	1,182	Слаб.	1,179	1	1,180
29	1	1,107	4	420	1,108	2	1,113				
30	7	1,094	5	116	1,095	7	1,098	Оч. сильн.	1,094		
31	1	1,054	1	206	1,054	1	1,054				
32	2	1,037	2	315	1,035	2	1,036				

Микрофотометрирование было осуществлено на микрофотометре МФ-4. На каждой рентгенограмме микрофотометрировалось два участка с линией 200, расположенные симметрично относительно центра рентгенограммы, вычислялась разность почернений линии 200 и прилежащего к ней фона для каждого из двух микрофотометрируемых участков и бралось среднее значение. Для искусственных смесей был построен график зависимости разности почернения $S = \lg \frac{A_2}{A_1}$ (где A_2 и A_1 — отсчеты по миллиметровой шкале микрофотометра для линии 200 и для фона соответственно) от процентного содержания кристобалита в смеси (рис. 1). Как видно из чертежа, зависимость между этими величинами очень близка к прямой, отклонения в положении точек можно объяснить погрешностями при съемке и обработке рентгенограмм.

Аналогичным путем были получены значения $\lg \frac{A_2}{A_1}$ для рентгенограмм образцов № 1—5, на рентгенограмме образца № 6 линия кристобалита 200 оказалась настолько слабой, что лежит ниже предела чувствительности микрофотометра.

После нанесения этих данных на график стало возможным оценить количество кристобалита в исследуемых образцах. Максимальное его содержание — около 25% — в образце № 1, затем (в порядке убывания



количества кристобалита при содержании в пределах 25—10%) следуют образцы № 2—5; в образце № 6 содержится менее 10% кристобалита. Таким образом, легко заметить связь между типом породы и содержанием в ней кристобалита: больше всего его содержится в трепеле из р-на с. Павловки, залегающем в виде небольшой линзы в толще песков. В опоках содержание кристобалита несколько ниже, еще ниже оно в образце трепела из р-на с. Труслейки, представляющего, видимо, измененный диатомит (трепел наблюдается в виде отдельных участков в толще диатомита). В типичных диатомитах (образцы № 7—9) рентгеновским методом кристобалит не обнаруживается совсем. Параллельно с рентгеновскими проводились электронографические исследования тех же образцов. Съемки на «прохождение» были выполнены на электронографе ЭМ-4. Образцы готовились путем осаждения из водной суспензии на целлулоидовую полложку, полученную из раствора целлулоида в ампилацетате.

Электронографические исследования были предприняты как для

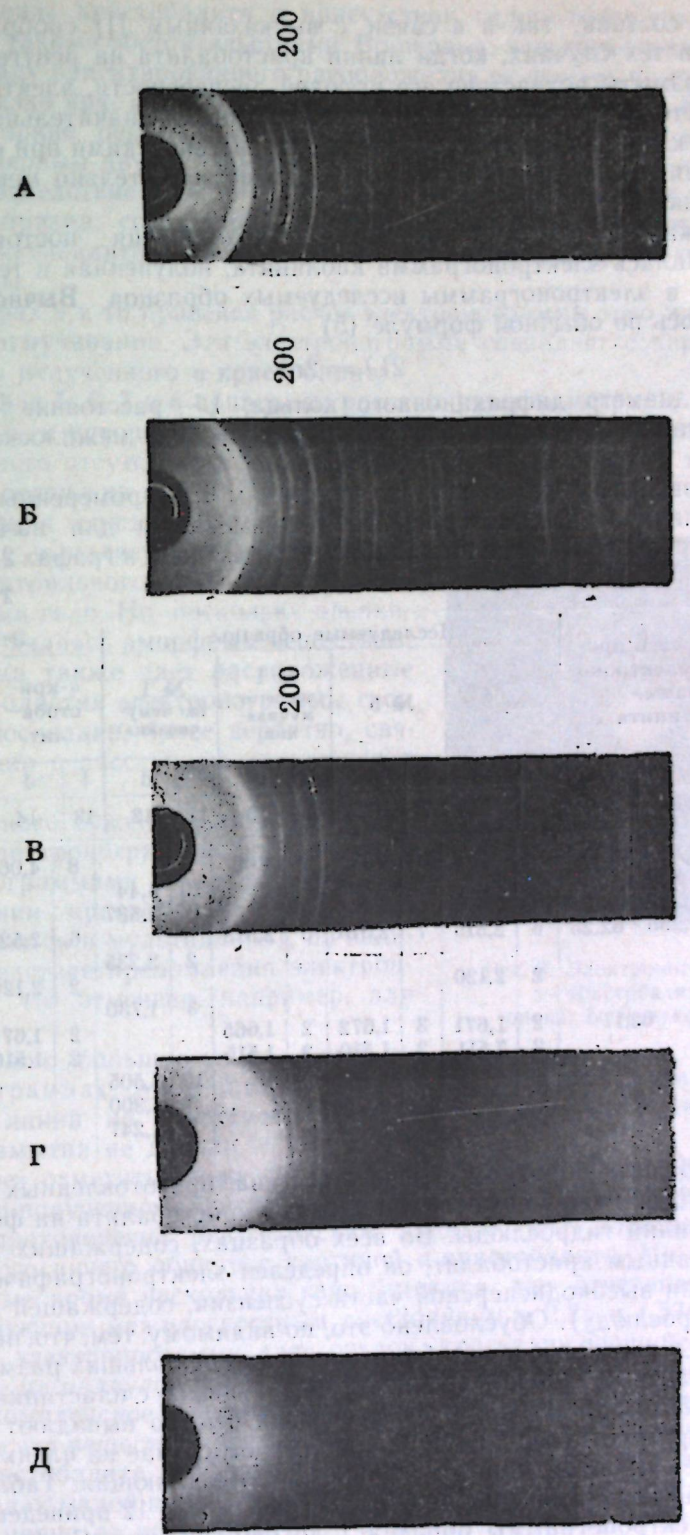


Рис. 2. Порошковые рентгенограммы: А — искусственно полученный α -кристобалит; Б — смесь 50% кристобалита и 50% опала; В — опока (Иза); Г — диатомит (М. Ремезенки); Д — рентгеноаморфный опал

контроля состава, так и в связи с высказанным [1] соображением о том, что в тех случаях, когда линии кристобалита на рентгенограммах сильно размыты вследствие его высокой дисперсности, электронографический метод может оказаться более полезным. Значительно меньшая длина электронных волн по сравнению с рентгеновскими при одной и той же степени дисперсности образца обусловит значительно меньшую размытость линий.

Для калибровки прибора, т. е. для нахождения постоянной $2L$, использовалась электронограмма каолинита, полученная в тех же условиях, что и электронограммы исследуемых образцов. Вычисление $2L$ проводилось по обычной формуле (5)

$$2L\lambda = 2rd$$

где $2r$ — диаметр дифракционного кольца, L — расстояние образец — фотопластинка, λ — длина электронных волн, d — межплоскостное расстояние.

По известным для каолинита значениям d и промеренным $2r$ находится величина $2L\lambda$, которая затем применяется для вычисления d других образцов. Данные по калибровке приведены в графах 2—4 табл. 5.

Таблица 5

№ линий	Калибровка прибора по электронограмме каолинита			Исследуемые образцы								Эталон ²			
	2r	d эт. ¹	2Lλ	№ 2		№ 5		№ 1 (после отмучивания)		№ 1 (до отмучивания)		α-кристобалит		иллит	
				l	d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	d
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	24,3	2,559	62,15	10	4,08	10	4,12	8	4,06			8	4,06		
2	41,75	1,487	62,15							10	4,44			10	4,44
3	48,45	1,283	62,15							10	2,587			10	2,57
4	50,40	1,235	62,25	6	2,515	7	2,515	5	2,518			6	2,520		
5										2	2,235			3	2,242
6				2	2,120					3	1,730			3	1,720
7												2	2,120		
8				2	1,671	3	1,672	2	1,665			2	1,671		
9				2	7,511	2	1,510	2	1,515			2	1,510		
10										10	1,505			10	1,500
11										5	1,300			6	1,300
12										3	1,247			4	1,248
13															

В некоторых образцах валового состава, приготовленных вышеописанным способом, отмечаются лишь следы кристобалита на фоне четкой картины линий гидрослюды. Во всех образцах, содержащих по рентгеновским данным кристобалит, он определен электронографически лишь по удалении высокодисперсной части суспензии, содержащей глинистую часть (гидрослюду). Обусловлено это, по-видимому, тем, что, несмотря на меньший удельный вес кристобалита, вследствие больших размеров агрегатов его частиц и их изометричности по сравнению с пластинками гидрослюды, частицы кристобалита в суспензии быстро выпадают в осадок. Поэтому, при приготовлении образца в первом случае на пленку-подложку попадает главным образом глинистая составляющая. Табл. 5 иллюстрирует высказанные соображения. В графах 11 и 12 приведены данные расчета электронограммы образца 1 до отмучивания. Сопоставление с электронограммой иллита (графы 15 и 16) показывает их идентичность.

¹ В. И. Михеев [4].

² Данные авторов

Определение кристобалита в присутствии гидрослюды затрудняется также еще такими обстоятельствами. Во-первых, электронограмма гидрослюды в силу ориентированного расположения ее чешуек на пленке-подложке гораздо ярче и сильнее электронограммы кристобалита. Во-вторых, наиболее яркие первые два кольца кристобалита ($d=4,06$ и $2,50$ кX) близки к первым двум ярким кольцам гидрослюды ($d=4,44$ и $2,57$ кX). Поэтому, вследствие действия всех трех указанных факторов, при исследовании образца, содержащего наряду с кристобалитом гидрослюду, кольца кристобалита проявляются лишь как слабый фон около колец гидрослюды.

В графах 9 и 10 приведен расчет электронограммы того же образца, но после отмучивания. Эта электронограмма совпадает с картиной искусственно полученного α-кристобалита.

В графах 5, 6, 7 и 8 приведены расчеты электронограмм образцов № 2 и № 5, в которых кристобалит выявляется особенно четко, ввиду почти полного отсутствия в них гидрослюды. Одна из таких электронограмм приведена на рис. 3.

Аморфная опаловая составляющая в образцах выявляется сильным фоном вблизи центрального луча и, возможно, несколькими гало. Но поскольку пленка-подложка, являясь аморфным веществом, без образца также дает расположенные в тех же областях электронограммы свои гало, то последние, более вероятно, связаны именно с рассеянием электронов в пленке.

Заметного сужения линий кристобалита на электронограммах по сравнению с рентгенограммами нами не наблюдалось. Линии кристобалита уширяются (превращаются в мультиплеты), по-видимому, вследствие преломления электронных волн, что отмечено, например, для MgO [7].

Возможно, большая узость линий на электронограммах будет заметна в образцах, дающих очень сильное размытие линий на рентгенограммах. Исследованные нами образцы такого размытия не давали.

Следует отметить также следующий интересный факт. Образец искусственно полученного кристобалита, очищенного от кварца в жидкости Туле, в противоречие рентгеновским данным, дал электронограмму, не имеющую ничего общего с картиной α-кристобалита. На этой электронограмме кроме нескольких гало имеются две отчетливые линии, соответствующие межплоскостным расстояниям в $2,71$ и $1,57$ кX. Точно такую же электронограмму дает осадок, кристаллизующийся из жидкости Туле на целлулоидовой подложке и представляющей собой, по-видимому, комплексное соединение $K_2[HgJ_4] \cdot nH_2O$. При обработке в жидкости Туле это вещество кристаллизуется на довольно крупных агрегатах частиц кристобалита, создавая своеобразную «оболочку». Электронные лучи, обладая малой проникающей способностью, дают дифракционную картину именно от этой оболочки. С другой стороны, количество вещества, слагающего оболочку, настолько мало по сравнению с количеством кристобалита, что не фиксируется рентгеновским методом.

Наблюдаемое явление говорит о том, что электронографический ме-

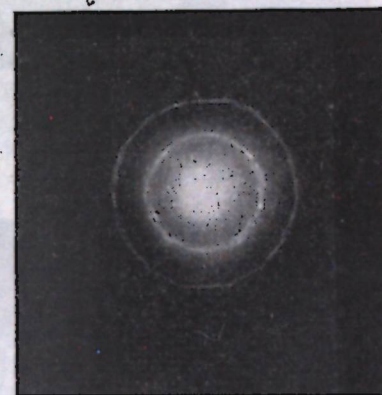


Рис. 3. Электронограмма α-кристобалита (опока, Б. Лопуховка).

тод следует применять с большой осторожностью и что в жидкости Туле происходит если не всегда, то по крайней мере в данном случае, взаимодействие последней с обрабатываемым веществом.

При изучении образцов кремнистых пород под электронным микроскопом устанавливается, что диатомиты представлены в основном обломками створок диатомей, нередко сохранивших четко выраженную тонкую структуру; в ряде образцов обломки диатомей в значительной степени изменены и потеряли свои первоначальные очертания. Трепела представлены в основном округлыми кремнистыми тельцами с размером



Рис. 4. Электронномикроскопические снимки трепелов (А, Б, В), диатомитов (Г, Д, Е, Ж) и глинистой фракции опок (З, И).

порядка 1μ (рис. 4—А, Б, В), имеющими щетковидную поверхность (типа «ёжиков»). Последнее, видимо, свидетельствует о том, что опаловый материал в значительной мере раскристаллизовался, и игольчатые кристаллы, составляющие скелет опаловых шариков, представляют собой тетрагональный кристобалит. Этот факт соответствует приведенным выше результатам исследований.

Глинистый материал кремнистых пород представлен гидрослюдой, имеющей под электронным микроскопом вид полупрозрачных пластинок с резкими очертаниями (рис. 4—Ж, З, И).

Результаты проведенных исследований свидетельствуют, что кремнистый материал осадочных кремнистых пород палеогена Среднего Поволжья имеет сложное строение и представлен рентгено-аморфным опалом и низкотемпературным кристобалитом. Содержание кристобалита в различных типах кремнистых пород неодинаково и колеблется от 25% в трепеле до полного отсутствия в диатомитах при промежуточном содержании в опоках. Очевидно, опаловый материал, слагающий скелеты диатомей, находится в более устойчивой к процессам раскристаллизации форме, нежели опал, входящий в состав трепелов и опок. Из методов, примененных для исследования кремнистых пород, наиболее подходящим следует признать рентгенографический, дающий наиболее полные и объективные данные как о качественном, так и о количественном составе изучаемых образцов. Электроннографический метод может быть использован при анализе кремнистых пород, но указанные выше обстоятельства могут привести к искажению результатов. Наконец, электронномикроскопические снимки могут явиться хорошей иллюстрацией и дополнительным доказательством тех выводов, которые сделаны при помощи других методов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г. И. и Франк-Каменецкий В. А. Гидравлическая активность и рентгенометрическая характеристика опалового вещества трепелов и диатомитов. Докл. АН СССР, 1954, 96, № 4.
2. Васильев К. В. и Веселовский В. С. К учению о дисперсной структуре. Журн. физ. хим., 1936, 7, вып. 6.
3. Иогансен И. В. Новые эталонные дебаграммы глинистых минералов и приемы определения минерального состава глинистых фракций пород рентгенографическим методом. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, 1952.
4. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
5. Пинскер З. Г. Дифракция электронов. АН СССР, 1949.
6. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. АН СССР, 1955.
7. J. M. Cowley and A. L. G. Rees. Proc. Phys. Soc. 59, 287-301, 1947.

Т. А. КУЗНЕЦОВА

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЫЛЬЦЫ И СПОР
ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАТАРИИ И
ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Настоящая работа является результатом изучения спорово-пыльцевых комплексов плиоценовых отложений района Нижней Камы и Куйбышевского Заволжья, поставленного перед нами практикой инженерных изысканий, в связи с проектированием Нижнекамской ГЭС.

Плиоценовые отложения на исследуемой территории имеют значительное распространение. Особенно широким развитием они пользуются по долинам рек Волги, Камы и их наиболее крупных притоков.

Залегают плиоценовые отложения на размытой поверхности пермских пород и представлены преимущественно песчано-глинистыми образованиями.

Пыльца и споры из плиоценовых отложений интересующих нас территорий изучались рядом исследователей, в частности В. П. Гричуком (1948—1945), И. М. Покровской (1954), В. И. Барановым (1949—1950), Е. Н. Анановой (1954—1956), Л. С. Тузовой, М. Н. Грищенко и Е. И. Глущенко (1956), А. А. Чичуриевой (1955) и другими. Однако, опубликованные материалы не носят систематического характера и в основу большинства их положены исследования образцов пород, не всегда охарактеризованных руководящей фауной, позволяющей относить их с достоверностью к тому или иному ярусу плиоцена. Поэтому остаются нерешенными вопросы стратиграфического значения спорово-пыльцевых комплексов для плиоценовых отложений Волго-Камского края.

Изучение пыльцы и спор из плиоценовых отложений Нижней Камы мы начали с опорных разрезов, имеющих фаунистическую основу. Такими являются обнажения образований акчагыльского яруса у дд. Омарский Починок, Подгорные Байлары, Ямаши, Муслюмкино, Нурлат и др. (рис. 1). В этих районах прослеживается горизонт глин с морской фауной: *Cardium dombra* Andr., *Cardium pseudoedule* Andr., *Avimactra subcaspia* Andr. и др. В Куйбышевском Заволжье акчагыльские глины с аналогичной морской фауной вскрываются в обнажениях плиоцена у дд. Смышляевка, Спиридоновка, Корнеевка, Парфеновка и др.

Наши исследования показали, что в целом плиоценовые отложения исследуемой территории содержат спорово-пыльцевые спектры лесного типа, в которых доминирует пыльца хвойных (*Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Abies*, *Larix*, *Cedrus*). Очень редко, в качестве единичных экземпляров, в отдельных препаратах присутствует пыльца сем. *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*.

Пыльца лиственных деревьев встречается в значительно меньшем количестве и представлена пылью *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Salix*. Пыльца таких теплолюбивых форм как *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Plex*, *Castanea* встречена лишь в отдельных препаратах. Кустарнички и травы представлены пылью *Ericaceae*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Artemisia*, *Leguminosae*, пылью разнотравья и водных прибрежно-водных трав. Споровые растения представлены спорами папоротников (*Polypodiaceae*, *Gleichenia*, *Osmunda*), мхов (*Sphagnales* и *Bryales*) и плаунов (*Lycopodiaceae*).

Полученные нами данные вполне согласуются с мнением других исследователей о существовании в верхнем плиоцене на территории Волго-Камского края лесов таежного типа с богатым видовым составом хвойных пород и незначительным участием наиболее холодостойких элементов листопадной тургайской флоры.

Однообразный состав спорово-пыльцевых спектров, отмеченный по всему разрезу исследуемых отложений, приводит к выводу, что плиоценовые отложения Волго-Камского края по возрасту относятся к верхней его части, т. е. верхнему плиоцену. Единичные пыльцевые зерна теплолюбивых форм сем. *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Juglandaceae* и других не могут являться, на наш взгляд, основанием для отнесения пресноводных образований, залегающих под акчагыльскими отложениями с морской фауной, к среднему и тем более нижнему плиоцену. Интересно, что в акчагыльских отложениях южных районов (Кавказ, Туркмения) известны находки флоры, свидетельствующей о жарком климате того времени (определения И. В. Палибина листьев *Ciparotium polymorphum* Neer., *Fagus orientalis*, *Zelkova crenata*, *Acer velutinum*, *Pirus communis*, *Pterocarya caucasica*, *Juglans regia* и др.). Единичные пыльцевые зерна теплолюбивых форм, встреченные в акчагыльских отложениях Нижней Камы, свидетельствуют о существовании на этой территории лишь редких реликтов теплолюбивой флоры в составе таежных сообществ верхнего плиоцена. Таксоидные, кипарисовые, ореховые, буковые, миртовые ко времени акчагыльской ингрессии уже покинули территорию Поволжья, сохраняя свой ареал существования в южных районах Русской равнины, на Кавказе, в Крыму.

Таким образом, данные исследований пыльцы и спор увязываются со стратиграфической схемой, согласно которой плиоценовые отложения Волго-Камского края относятся к верхнему плиоцену и подразделяются на образования акчагыльского и апшеронского ярусов. В составе акчагыльского яруса выделяются отложения нижнеакчагыльского и верхнеакчагыльского подъярусов (Н. В. Кирсанов и др., 1957).

Нижнеакчагыльские, верхнеакчагыльские и апшеронские отложения содержат спорово-пыльцевые спектры, отличные друг от друга. Нами было выделено несколько спорово-пыльцевых комплексов и подкомплексов. При выделении комплексов учитывались различные количественные соотношения пыльцы и спор, ввиду того, что состав флоры в течение плиоцена на исследуемой территории существенно не изменялся. Спорово-пыльцевые комплексы отражают общий характер растительности, существовавшей на окружающей территории при отложении соответствующих ему отложений. Спорово-пыльцевые подкомплексы связаны с частным случаем соотношения пыльцы и спор различных родов и групп растений в данном комплексе, которое может зависеть от различных причин, в частности фацнально-литологических, условий заноса и захоронения, степени сохранности пыльцы в данных отложениях и прочих.

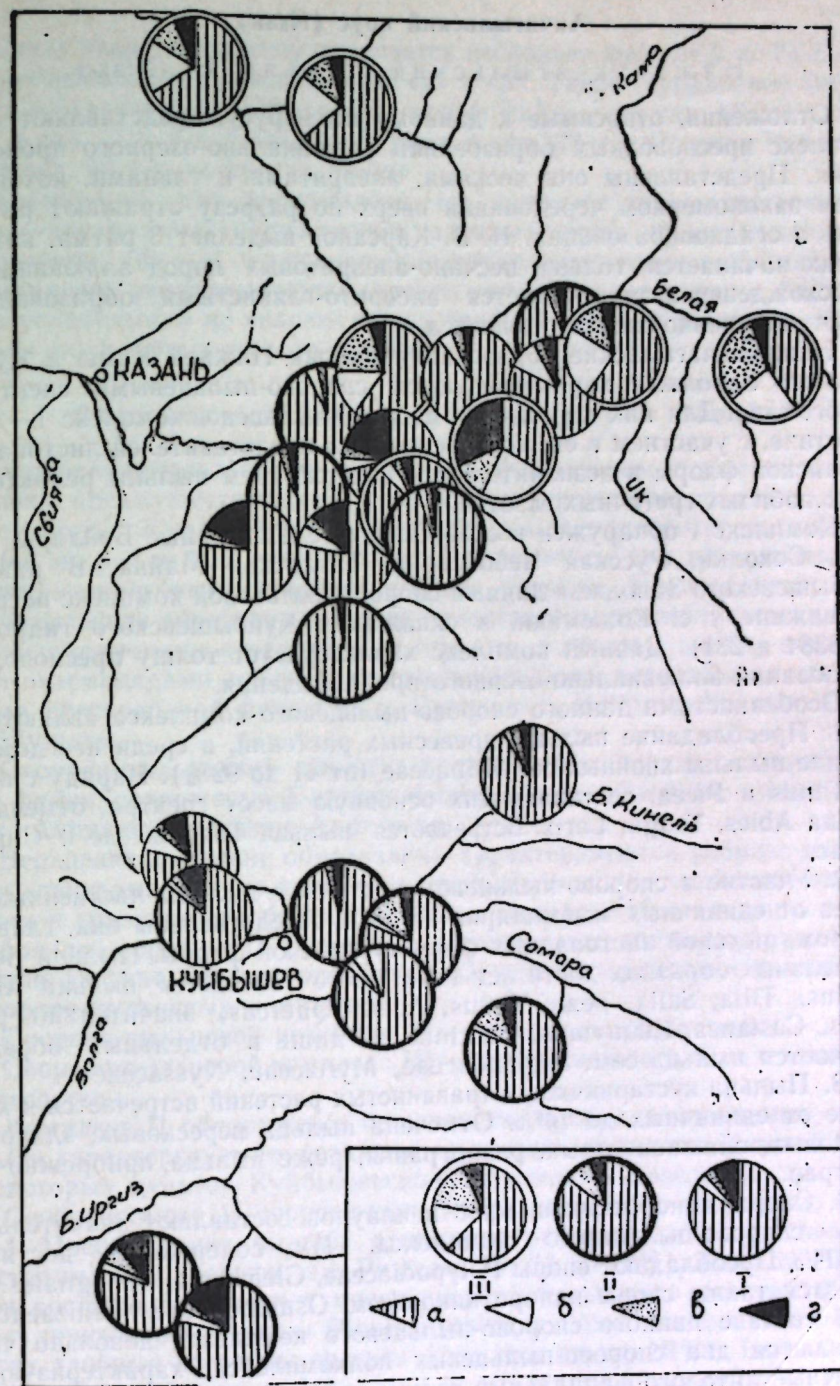


Рис. 1.
I — Нижнеакчагыльский подъярус; II — Верхнеакчагыльский подъярус;
III — Апшеронский ярус.

- a — содержание пыльцы древесных хвойных пород;
- б — содержание пыльцы древесных лиственных пород;
- в — содержание пыльцы кустарничков и трав;
- г — содержание спор.

Нижнеакчагыльский подъярус (№2ак)

Отложения, относимые к данному подъярусу, представляют собой комплекс пресноводных образований аллювиально-озерного происхождения. Представлены они песками, алевритами и глинами, которые в своем закономерном чередовании вверх по разрезу отражают ритмичность в осадкообразовании. Н. В. Кирсанов выделяет 3 ритма, каждый из них начинается толщей песчано-алевритовых пород аллювиального происхождения и заканчивается алеврито-глинистыми образованиями преимущественно озерного генезиса.

Нижнеакчагыльские образования района Нижней Камы и Куйбышевского Заволжья характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа. Для них характерен спорово-пыльцевой комплекс I—таежного типа, с участием в его составе пыльцы представителей листопадной тургайской флоры и незначительным содержанием пыльцы реликтов из теплолюбивых третичных экзотов.

Комплекс I обнаружен в скважинах у с. Подгорные Байляры, Биклянь, Соколки, Русская Чебоксарка, Татарская Майна. В районах Куйбышевского Заволжья данный спорово-пыльцевой комплекс встречается в скважине у с. Кожемяки, в скважинах Куйбышевского гидроузла (№ 8384 и 231). Данный комплекс характеризует толщу пресноводных образований аллювиально-озерного происхождения.

Особенностями данного спорово-пыльцевого комплекса являются:

1. Преобладание пыльцы древесных растений, а среди нее доминирование пыльцы хвойных сем. Pinaceae (от 41 до 92%). Наряду с пыльцой Pinus и Picea, составляющих основную массу спектра, отмечается пыльца Abies, Tsuga, Larix. Встречается пыльца Taxodiaceae и Cupressaceae.

2. Участие в спорово-пыльцевом комплексе пыльцы лиственных деревьев от единичных экземпляров до 23%. Представлены они, главным образом, пыльцой листопадных форм тургайской флоры. Пыльца Betula в отдельных образцах достигает 11%. Часто отмечается пыльца Alnus, Corylus, Tilia, Salix, реже Ulmus, Acer, Quercus, значительно реже Fagus, Castanea, Euonymus, Fraxinus. И лишь в отдельных образцах отмечается пыльца сем. Juglandaceae, Myrtaceae, Nyssaceae.

3. Пыльца кустарничков и травянистых растений встречается в количестве от единичных до 14%. Отмечена пыльца вересковых, злаковых, лебедовых, сложноцветных, разнотравья, реже пыльца прибрежно-водных трав.

4. Споры папоротников, мхов и плаунов составляют значительную часть спорово-пыльцевого комплекса. Их содержание достигает 25—31%. Преобладают споры Polypodiaceae, Gleichenia, Sphagnales. Отмечаются также споры папоротников сем. Osmundaceae, Schizaeaceae.

В составе данного спорово-пыльцевого комплекса довольно часто выделяются два спорово-пыльцевых подкомплекса, характеризующие различные литолого-фациальные толщи.

Подкомплекс «а» отличается незначительным участием в его составе пыльцы лиственных деревьев и травянистых растений. Преобладает пыльца хвойных и споры папоротников.

Подкомплекс «б» отличается большим содержанием в его составе пыльцы лиственных деревьев, травянистых растений, а также большим участием в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы реликтовых теплолюбивых форм из сем. таксодиевых, кипарисовых, ореховых, миртовых и др.

Снизу вверх по разрезу отмечается несколько фаз (от 2 до 3) смены спорово-пыльцевых подкомплексов «а» и «б». Такое чередование наблюдается в разрезе скв. 5178 у с. Подгорные Байляры, в скв. 1481 у с. Биклянь, в скв. 2391 у д. Березовая Грива, в скв. 122 у с. Русская Чебоксарка и в скв. 92 у с. Татарская Майна.

Характерно, что подкомплекс «а» встречен преимущественно в песчано-алевритовых образованиях аллювиального происхождения, а подкомплекс «б» — в аллювиально-озерных глинистых образованиях. По-видимому, указанные подкомплексы связаны с различными фациальными условиями, а не являются следствием изменения растительности в течение нижнеакчагыльского времени.

Верхнеакчагыльский подъярус (№2ак)

Верхнеакчагыльские образования в фациальном отношении представлены преимущественно лагунно-морским, реже пресноводным комплексом пород. Лагунно-морские образования охарактеризованы морской фауной из р. Cardium и Avimactra. Представлены они алевритовыми и песчано-алевритовыми известковистыми глинами. Пресноводные верхнеакчагыльские образования также представлены преимущественно слабо известковистыми алевритовыми глинами, в которых наряду с единичными экземплярами морских акчагыльских форм встречаются представители пресноводной фауны из р. Dreissensia, Bythinia, Valvata, Pisidium, Viviparus.

Спорово-пыльцевому анализу подвергались породы лагунно-морской фации, содержащие Cardium dombra Andr., Cardium pseudoedule Andr., Avimactra subcaspia Andr. и др.

Верхнеакчагыльские образования характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа, отличающимися от нижележащих однообразием и сравнительно бедным видовым составом. Исследования свыше 90 образцов пород из 18 скважин и естественных обнажений показали, что для лагунно-морских отложений изученной территории характерны 2 спорово-пыльцевых комплекса:

Спорово-пыльцевой комплекс II — лесной таежного типа.

Спорово-пыльцевой комплекс III — лесной таежного типа с элементами лесостепи.

Комплекс II обнаружен в большинстве проанализированных образцов. Он характеризует все верхнеакчагыльские отложения Нижней Камы и некоторых пунктов Куйбышевско-Саратовского Заволжья.

Особенностями II спорово-пыльцевого комплекса являются:

1. Преобладание пыльцы древесных растений, а среди нее господство пыльцы хвойных сем. Pinaceae (от 74 до 99%). Пыльца Pinus и Picea составляет основную массу спорово-пыльцевого спектра. Характерно присутствие пыльцы Pinus silvestris и Picea excelsa, из пыльцы других хвойных встречается пыльца Abies (от ед. до 12%), Larix (от ед. до 3%), Tsuga (от ед. до 10%).

2. Весьма незначительное участие в спорово-пыльцевом комплексе пыльцы лиственных древесных пород, среди которой отмечаются единичные экземпляры пыльцы Betula, Corylus, Salix, Tilia, Quercus, в сумме, не превышающей 2—3%.

3. Содержание пыльцы травянистых растений не более 5%.

4. Количество спор папоротников, мхов и плаунов в большинстве случаев не превышает 3—6%, увеличиваясь в некоторых образцах Саратовского Заволжья до 14—18%.

Данный спорово-пыльцевой комплекс отличается от комплекса I

значительно меньшим участием в его составе пыльцы лиственных деревьев и травянистых растений, а также и несколько обедненным составом пыльцы хвойных.

Состав комплекса II является несколько более разнообразным в южных районах, за счет большего участия в нем пыльцы трав и спор.

Спорово-пыльцевой комплекс III обнаружен в верхнеакчагыльских отложениях Куйбышевско-Саратовского Заволжья. В верхнеакчагыльских отложениях Нижней Камы данный спорово-пыльцевой комплекс не встречен.

Особенностями данного комплекса являются:

1. Преобладание пыльцы древесных растений, среди которой сохраняет господство пыльца хвойных сем. Pinaceae (от 75 до 91%). Среди пыльцы сосны доминирует пыльца *Pinus subgen. Diploxylon*, а среди пыльцы ели — *Picea sp.*, *Picea sp. sect. Eupicea*. Из пыльцы других хвойных отмечена пыльца *Abies* (до 7%), *Tsuga* (до 3%), *Larix*, *Keteleeria*. В данном спорово-пыльцевом комплексе в виде единичных экземпляров встречена пыльца *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Jupiperus*. В некоторых образцах обнаружены пыльцевые зерна, похожие на пыльцу *Ginkgo* и *Podocarpus*. Они смяты, разорваны и по-видимому являются переотложенными. Плохая сохранность не позволяет с уверенностью провести их определение и потому они определены предположительно. В некоторых образцах встречается переотложенная пыльца древних хвойных (*Coniferales*).

2. Участие в спорово-пыльцевом комплексе пыльцы лиственных древесных пород в количестве от единичных экземпляров до 5%, представленной пылью *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Euonymus*.

3. Содержание пыльцы травянистых растений и кустарничков в количестве от 6 до 9%. Представлены травы пылью преимущественно *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Cruciferae*, *Labiatae*.

4. Споры папоротников, мхов и плаунов встречены в количестве от единичных экземпляров до 8%.

Спорово-пыльцевой комплекс III свидетельствует о том, что в акчагыльский век на территории Куйбышевско-Саратовского Заволжья наряду с существованием лесов таежного типа были развиты лесные ассоциации с участками лиственных пород деревьев и довольно развитым травянистым покровом. На отдельных участках получали развитие лугово-степные ассоциации, индикаторами которых является пыльца злаковых, лебедовых, полыней и разнотравья.

В верхнеакчагыльское время, вероятно, вследствие похолодания климата, наблюдается некоторая дифференциация в распределении растительности на территории Волго-Камского края. Так, спорово-пыльцевые спектры нижнеакчагыльских отложений не показывают значительной разницы в содержании пыльцы травянистых растений и кустарничков для различных районов Среднего Поволжья, тогда как спорово-пыльцевые спектры верхнеакчагыльских отложений уже характеризуются резко выраженной разницей в содержании пыльцы травянистых растений в районах Нижней Камы и Куйбышевско-Саратовского Заволжья, причем в последних травы представлены пылью лугово-степных ассоциаций. Возможно, что значительное количество таежной пыльцы в спектрах Куйбышевского Заволжья является принесенной из более северных районов. Однако, процентное содержание ее определить весьма трудно, так как занесенные водным путем споры плаунов и сфагновых мхов обладают хорошей сохранностью, а пыльца ели вообще часто бывает деформирована и разорвана (Р. В. Федорова, 1952).

Наиболее часто встречающимся, а следовательно, наиболее харак-

терным для верхнеакчагыльских образований исследуемой территории, является спорово-пыльцевой комплекс II. Он является достаточно надежным коррелирующим критерием, прослеживаясь в горизонте глин с морской фауной р. *Cardium* и *Avinacra*, и теряет свои характерные черты по мере смены морских акчагыльских отложений на образования иного возраста (Т. А. Кузнецова, 1959).

Таким образом, отложения акчагыльского яруса характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами I, II, III. Общим для них является преобладание пыльцы хвойных при малом участии пыльцы лиственных деревьев, кустарничков и трав. Подкомплексы «а» и «б» характеризуют различные фации пресноводных отложений нижнеакчагыльского подъяруса. Комплексы II и III встречены в лагунно-морских образованиях верхнеакчагыльского подъяруса и отличаются от первого обедненным составом пыльцы хвойных и почти полным отсутствием пыльцы лиственных деревьев и травянистых растений (табл. I). Различие между комплексами II и III заключается в большем участии в составе комплекса III пыльцы травянистых растений, что, по-видимому, объясняется причинами физико-географического порядка и свидетельствует о существовании в верхнеакчагыльское время на территории Поволжья различных растительных зон.

Апшеронский ярус (N₂ap)

Отложения апшеронского яруса представлены преимущественно песчано-глинистыми и глинисто-илистыми образованиями озерно-болотного, реже аллювиального происхождения. Среди глинистых отложений апшеронского яруса встречаются прослойки углей незначительной мощности.

Спорово-пыльцевым исследованиям подвергались образцы пород преимущественно озерно-болотных фаций из различных пунктов Кировской области, Татарии и Башкирии. Данные образования в основном характеризуются спектрами лесного типа: Выделяются два спорово-пыльцевых комплекса, сменяющих друг друга вверх по разрезу.

Спорово-пыльцевой комплекс IV — переходный от нижележащих комплексов таежных лесов к вышележащему комплексу типа смешанного леса.

Спорово-пыльцевой комплекс V — типа смешанного леса с преобладанием хвойных и довольно сильно развитым травянистым ярусом.

Комплекс IV характеризует отложения глин алевроитовых темно-серых и серых и глин жирных, тонкодисперсных, черных. Обнаружен данный комплекс у д. Омарский Починок на глуб. 8—9,5, Ямаши — глуб. 9,4—13,6, Биклянь — глуб. 3,1—5,0 м. В двух первых разрезах горизонт черных глин залегает над лагунно-морскими образованиями акчагыла, содержащими морскую фауну.

Характерными особенностями данного спорово-пыльцевого комплекса являются:

1. Преобладание пыльцы древесных растений, а среди нее господство хвойных (до 95,0%). Среди хвойных преобладает пыльца *Pinus*, преимущественно *Pinus silvestris*. Среди пыльцы ели значительно содержание *Picea excelsa*. Из других хвойных встречается *Abies*, *Tsuga*, *Cedrus*.

2. Постоянным является присутствие пыльцы лиственных деревьев, таких как *Tilia*, *Betula*, реже *Alnus*, *Salix*. Содержание пыльцы лиственных деревьев достигает 8—9%.

3. Пыльца травянистых растений и кустарничков представлена, глав-

Процентное содержание пыльцы отдельных групп и родов в спорово-пыльцевых спектрах плейстоценовых отложений Нижней Камы и Куйбышевского Заволяжья

Група	Подгруппа	Древесная пыльца		Недревесные: кустарнички и травы	Споры	Ель	Сосна	Тсуга	Третичные реликты	Травы	Папоротники	Мхи	
		хвойных	лиственных										
Верхний плейстоцен	Апшеронский	от — до	27 95	3—36	1—48	ед.—30	12—64	6—56	1—17	ед.	1—46	ед.—14	ед.—26
		среднее по 34 ан.	61,9	18,0	13,1	7,0	30,3	25,6	4,0	ед.	12,0	4,6	2,4
		от — до	78—99	ед.—1	ед.—8	ед.—10	12—54	31—69	ед.—1	ед.	ед.—8	ед.—5	ед.—5
Верхний плейстоцен	Акчалынский	от — до	92,8	0,8	3,8	2,6	36,7	51,5	0,3	ед.	3,0	1,8	0,8
		среднее по 17 ан.											
		от — до	54—100	ед.—23	ед.—14	ед.—32	5—80	9—75	ед.—8	ед.—8	ед.—12	ед.—28	ед.—16
Верхний плейстоцен	Нижнеакчалынский	от — до	83,8	4,0	4,0	8,2	34,6	46,1	1,3	0,6	4,0	4,8	3,4
		среднее по 80 ан.											
		от — до											

лым образом, злаковыми, лебедовыми, сложноцветными, бобовыми, вересковыми. Распределение по глубинам пыльцы травянистых растений весьма неравномерно. В отдельных образцах она составляет до 48% от общего количества встреченной пыльцы и спор. В среднем пыльца травянистых составляет 14,5%.

4. Споры папоротников и мхов встречены в незначительном количестве. Отмечены споры Polypodiaceae, Osmunda, Sphagnales.

Комплекс V характеризует отложения верхней части апшеронской толщи, представленной глинами алевроитовыми, светло-серыми, глинами темно-серыми, углистыми и углями. Обнаружен у д. Ключи на глуб. 7,5—10 м, близ д. Валинское устье на глуб. 5,5—14,0 м в Кировской области, у д. Омарский Починок на глуб. 5,4—7,9 м, у д. Новая Мелькень на глуб. 11,5—14,5 м, у с. Рыбная Слобода в Татарии и с. Чуй-Атаево в Башкирии.

Основными характерными особенностями комплекса являются:

1. Преобладание пыльцы древесных пород. Среди древесной пыльцы в целом сохраняет господство пыльца хвойных, содержание которой колеблется от 27,5 до 84%. Преобладает пыльца ели, особенно *Picea* sp. sect. *Euripicea* и *Picea excelsa*. Пыльца сосны представлена в основном пыльцой *Pinus* subgen. *Diploxylon*, особенно *Pinus silvestris*. Постоянным числом среди хвойных является пыльца *Tsuga* (до 17,5%) и *Abies* (до 10%). Встречается пыльца *Larix*, и единичные экземпляры пыльцы *Juniperus*, *Podocarpus*?).

2. Пыльца лиственных древесных пород более разнообразна по составу и содержание ее значительно увеличивается по сравнению с нижележащим комплексом (до 36%). Преобладает пыльца сем. *Betulaceae*, *Tiliaceae*, *Ulmaceae*, *Salicaceae*. Из березовых значительно содержание *Alnus* (до 12%), *Betula* (до 11,5%), постоянно присутствует пыльца *Tilia*, иногда составляющая до 25% от общего количества встреченной пыльцы и спор, *Salix* (до 7%), *Ulmus* (до 5%), *Quercus* (2—3%). Редко отмечается пыльца *Acer*, *Carpinus* и *Castanea*.

3. Состав пыльцы травянистых растений и кустарников разнообразнее, главным образом за счет пыльцы водных и прибрежно-водных растений.

Преобладает пыльца злаковых (до 10%), лебедовых (до 5%), сложноцветных (до 8%), особенно полины, крапивных (до 5%). Присутствует пыльца *Ericaceae*, *Labiatae*, *Umbelliferae*, *Cruciferae*, *Rubiaceae*, *Rhamnaceae*, *Plataginaceae*, *Leguminosae*, *Geraniaceae*. Из водных и прибрежно-водных растений отмечена пыльца *Potamogetonaceae*, *Cyperaceae*, *Typha*, *Sparganiaceae*, *Hydrocharitaceae*, *Alismataceae*, *Onagraceae*, *Ceratophyllaceae*.

4. Из споровых присутствуют споры папоротников (*Polypodiaceae* до 11%), редко *Osmunda*, мхов (*Sphagnales* и *Bryales*) и плаунов.

Таким образом, отложения апшеронского яруса характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами IV и V. Общим для них является наряду с преобладанием пыльцы хвойных участие пыльцы лиственных деревьев (в среднем 14,5%), особенно возрастающая роль пыльцы травянистых растений (в среднем 13,7%, см. таблицу 1). Спорово-пыльцевые комплексы IV и V характеризуют определенные горизонты, являющиеся по-видимому следствием различных стадий в процессе осадкообразования. Комплекс IV характеризует отложения глины фаций застойных водоемов, получивших широкое распространение на территории левобережья Камы после спада вод акчагыльского бассейна. Остаточные замкнутые и полужамкнутые водоемы являлись местом осаднения тонкого

чительном количестве и листовые породы деревьев, главным образом листопадного типа — береза, ольха, ива, липа, вяз, дуб, клён с подлеском из лещины и вереска.

В отдельных участках еще сохранились островки реликтовых теплолюбивых форм, представителей сем. Taxodiaceae, Cupressaceae, Fagaceae, Juglandaceae. В хвойных лесах нижнеакчагыльского времени травянистый ярус состоял главным образом из папоротников, мхов и плаунов (см. диаграмму). Травы покрывали отдельные участки склонов водоразделов и речных долин. Густого травянистого покрова по-видимому не существовало. Похолодание в верхнеакчагыльское время отразилось на характере растительности. В лесах заметно сократились листовые породы деревьев. Граница тайги спустилась южнее, а в бассейне Нижней Камы безраздельное господство получили хвойные леса.

Обеднение лесных сообществ акчагыльского времени отмечалось рядом исследователей, изучавших флору плиоцена (Шафер—1954, Е. Н. Ананова — 1956, Л. С. Тюрина—1957 и др.). На территории Куйбышевского Заволжья похолодание, видимо, было слабее. Здесь сохранилась листопадная флора и получил дальнейшее развитие процесс формирования лугово-степных ассоциаций из трав ксерофитного типа.

В начале апшеронского века похолодание сменилось вновь некоторым потеплением климата. Акчагыльский бассейн заметно сократил свои размеры и на территории Нижней Камы оставил массу водоемов полузамкнутого типа, в которых шло накопление тонкого илистого материала. Вышедшие на дневную поверхность участки морского дна заселялись в первую очередь травянистыми растениями. Заселение открытых пространств происходило неравномерно во времени. В периоды, благоприятные для развития, получали широкое распространение травы из семейства лебедовых, сложноцветных, особенно полевых. Общий состав флоры изменился еще сравнительно мало по сравнению с акчагыльским веком. Поэтому в спорово-пыльцевых спектрах черных глин нижней части апшеронской толщи продолжает преобладать пыльца хвойных, главным образом, сосны и ели.

Дальнейшая эволюция растительности происходила в направлении возрастающего участия в лесных ассоциациях представителей листопадной тургайской флоры, а также травянистых растений. Осадконакопление происходило в долинах рек и бассейнах озерного типа, где накапливались осадки, сильно обогащенные органическим веществом. Озерные котловины зарастали водными и прибрежно-водными растениями (рдестовые, водокрасовые, роголистые, осоковые). Возросшая влажность климата благоприятствовала росту растительности, особенно трав и мхов, которые, заселяя сырые низины и болота в лесных чащах, явились исходным материалом для образования углей. Хвойные леса несколько изменили свой состав. Преобладающей породой стала ель в ассоциации с тсугой и пихтой. Возросло участие в составе лесов листовых пород, преимущественно березы, вяза, липы, дуба, а на более влажных участках — ольхи и ивы.

Изменение состава лесных ассоциаций, в частности травянистого яруса, от нижнеакчагыльского времени до апшеронского иллюстрируется диаграммой Ферре (рис. 2), составленной нами по результатам спорово-пыльцевых анализов. На ней спорово-пыльцевые спектры нижнеакчагыльских отложений группируются в левой половине лесного поля, ближе к нулевой линии содержания пыльцы трав, а спорово-пыльцевые спектры апшеронских отложений группируются в правой половине лесного поля, ближе к нулевой линии спор.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананова Е. Н. Новые данные о флоре и растительности плиоцена. ДАН СССР, ХСVI, 3, 1954.
2. Ананова Е. Н. Флора и растительность района нижнего течения р. Камы в среднем плиоцене (по данным палинологического анализа). Бот. журн. т. 41, № 7, 1956.
3. Баранов В. И. К истории лесов Волжско-Камского края. Изв. КФАН, сер. биол. и с.-х. наук, № 1, 1949.
4. Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде. Уч. записки КГУ, Ботаника, т. 108, кн. 3, в. 7, 1948. Ботаника, т. 110, кн. 6, в. 8, 1950.
5. Вахрушев Г. В. Мезозойские и третичные отложения западного склона Башкирского Урала. Уч. зап. Сар. гос. ун-та, т. XV, в. 2, геол. и почвоведение, 1940.
6. Гричук В. П. Основные этапы истории растительного покрова восточной Европейской равнины в четвертичном периоде. Труды конференции по спорам и пыльце, 1948.
7. Гричук В. П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности. Труды ин-та геогр., XI, II, 1954.
8. Гричук В. П. Основные моменты плейстоценовой истории флоры и растительности Русской равнины и древнее оледенение Евразии. Тр. комиссии по изуч. четв. периода, АН СССР, 12, 1955.
9. Грищенко М. Н., Глущенко Е. И. Флора кинельской толщи района Жигулей на Волге. ДАН СССР, т. 106, № 6, 1956.
10. Дорофеев П. И. О плиоценовой флоре Самарской Луки. ДАН, 1956, т. 110, № 4.
11. Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В. и др. Закономерности размещения и пути использования строительного материального сырья на востоке Татарии (для нужд нефтяных районов и сооружения Нижнекамской ГЭС). Тр. КФАН СССР, сер. геол. наук, 4, 1957.
12. Колесников В. П. Средний и верхний плиоцен Каспийской области. «Стратиграфия СССР», т. XII, изд. АН СССР, 1940.
13. Кузнецова Т. А. Спорово-пыльцевые комплексы плиоценовых отложений у д. Омарский починок на р. Каме. Изв. КФАН, сер. геол., № 7, 1959.
14. Кузнецова Т. А. К характеристике флоры акчагыльских отложений Нижней Камы и Куйбышевско-Саратовского Заволжья. ДАН СССР, т. 129, № 4, 1959.
15. Мазарович А. Н. Геологическое строение Заволжья между г. Куйбышевом и Оренбургом. БМОИП, отд. геол., т. XIV (6), 1936.
16. Миртова А. В. Неоген в долине Палео-Камы. «Советская геология». № 1, 1941.
17. Миртова А. В. Плиоценовые отложения Башкирии. Уч. зап. Каз. гос. ун-та, т. III, кн. 6, 1951.
18. Миртова А. В. Кинельские отложения в Куйбышевском Поволжье. Изв. КФАН СССР, сер. геол., в. 2, М., Изд. АН СССР, 1953.
19. Покровская И. М. Основные этапы в развитии растительности четвертичного периода на территории Европейской части СССР. Методическое рук. по изучению и геолог. съемке четв. отложения (ВСЕГЕИ), ч. 1, 1954.
20. Покровская И. М. Основные этапы в развитии растительности на территории СССР в третичное время. Бот. журн., т. XXXIX, изд-во АН СССР, 1954.
21. Тюрина Л. С. Спорово-пыльцевая характеристика четвертичных и верхнеплиоценовых отложений р-на Астраханской ГЭС на Волге. Тезисы доклада Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
22. Вострякова А. В., Мизинов Н. В., Москвитин А. И., Чигурьяв А. Климатические условия акчагыла по новым литологическим и микропалеоботаническим исследованиям в Южном Заволжье. ДАН СССР, 105, № 1, 1955.
23. Шафер. Плиоценовая флора окрестностей Горштына и ее отношение к плейстоцену (Западные Карпаты). Варшава, 1954.
24. Федорова Р. В. Распространение пыльцы и спор текучими водами. Тр. ин-та географии АН СССР, т. 52, в. 7, 1952.
25. Федорова Р. В. Количественные закономерности распространения пыльцы древесных пород воздушным путем. Тр. ин-та географии АН СССР, т. 52, в. 7, 1952.

А. И. БАШЛЕВ

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ
И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ГЛИН
НИЖНЕАКЧАГЫЛЬСКОГО ПОДЪЯРУСА
БАСЕЙНА НИЖНЕЙ КАМЫ

Выявление литолого-минералогических особенностей и состава коллоидно-дисперсной части глин нижеакчагыльского подъяруса в бассейне Нижней Камы имеет важное значение для выяснения их генезиса, условий формирования и физико-технических свойств.

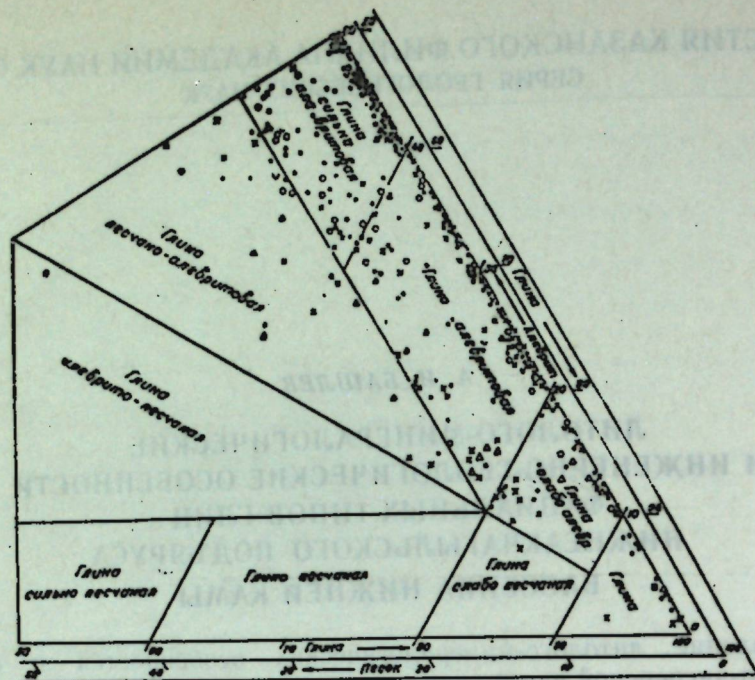
Глины нижеакчагыльского подъяруса представлены в основном алевритовыми разностями. В их составе отмечаются прослои и линзы алевритов и песков мелкозернистых с включением обугленных растительных остатков. В фациально-литологическом отношении породы нижеакчагыльского подъяруса отчетливо подразделяются на шесть пачек [2], в том числе три аллювиальных и три озерных по генезису, ритмически чередующихся. Макроскопически озерные глины (вторая, четвертая и шестая пачки) слюдястые, практически безызвестковистые, серого и темно-серого, почти черного цвета с порошкообразными выделениями вивинита и мелкими рассеянными стяжениями пирита. В отличие от них аллювиальные глины (первая, третья и пятая пачки) обычно известковистые, желтовато-коричневого цвета, участками с пятнами ожелезнения. В крайних частях нижеакчагыльского бассейна на контактах с подстилающими верхнепермскими породами глины содержат многочисленные включения гравийно-галечного материала и щебенки карбонатных и кремнево-кварцевых пород. Распространены нижеакчагыльские отложения в долине р. Камы и ее крупных притоков, преимущественно на отрицательных абсолютных высотах—100—168 м, достигая мощности в местах переуглублений 250 и более метров.

Гранулометрический состав

Результаты статистической обработки гранулометрического состава нижеакчагыльских глин приведены в таблице 1. Графическое изображение результатов анализов иллюстрируется структурной схемой (рис. 1) и суммарными логарифмическими кривыми (рис. 2).

Анализ данных таблицы 1 и рис. 1, 2 позволяет сделать некоторые выводы.

1. В составе песчаной фракции преобладают мелкозернистые частицы размером 0,25—0,1 мм (2,92%). Наибольшее развитие они получили в аллювиальных осадках — 4,15% и наименьшее в озерных — 1,70%.



Δ1 Δ2 Δ3 Δ4 Δ5 Δ6

Рис. 1. Структурная схема глин нижнеакчагыльского подъяруса
1—3—5—глины первой, третьей и пятой аллювиальных пачек.
2—4—6—глины второй, четвертой и шестой озерных пачек.

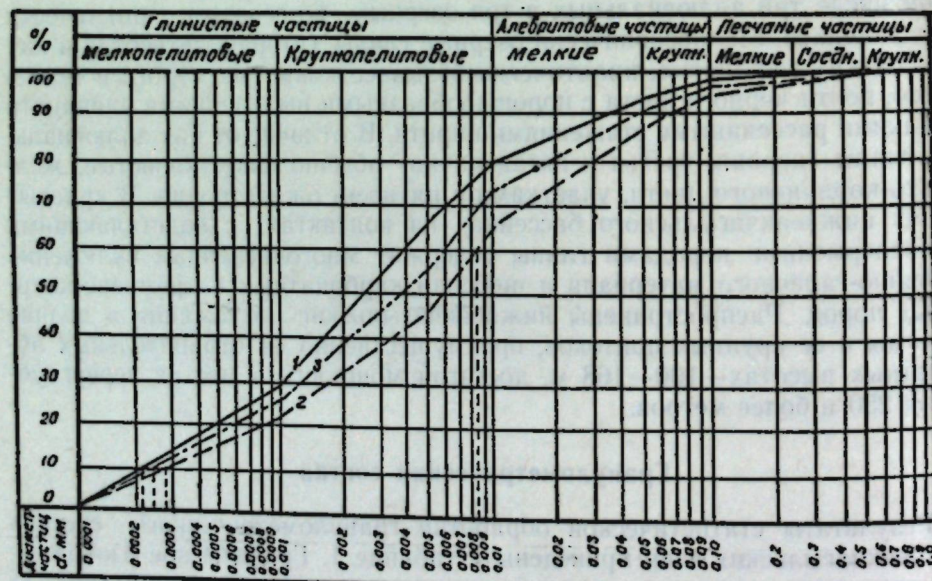


Рис. 2. Суммарные кривые среднего гранулометрического состава глин нижнеакчагыльского подъяруса (среднее из 339 гранулометрических анализов) 1 — глины озерной фации ($\frac{d_{60}}{d_{10}} = 18$); 2 — глины аллювиальной фации ($\frac{d_{60}}{d_{10}} = 29$);
3 — глины нижнеакчагыльского подъяруса ($\frac{d_{60}}{d_{10}} = 24$).

Типы глин	Количество анализов	Нерастворимый остаток в HCl	Содержание фракций в % к нерастворимому остатку						В том числе		
			> 0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	< 0,005 мм	0,001—0,0001 мм	< 0,0001 мм
Глины озерной фации	263	85,87	0,00	0,29	1,70	4,12	13,96	14,64	65,29	8,93	10,26
Глины аллювиальной фации	76	81,53	0,03	0,42	4,15	9,21	21,87	18,95	45,37	6,81	9,77
Средний состав глин нижнеакчагыльского подъяруса	339	83,87	0,01	0,35	2,92	6,67	17,92	16,80	55,33	8,22	10,10

Примечание. Анализы произведены в Геологическом институте Казахского филиала АН СССР и в лаборатории восьмой экспедиции Гидропроекта Министерства электростанций СССР.

Среднезернистые (0,5—0,25 мм) и крупнозернистые (>0,5 мм) частицы практически отсутствуют.

2. Основная масса глин состоит из частиц размером <0,005 мм (55,33%). В составе мелкопелитовой фракции (<0,001 мм) предколлоидные частицы (0,001—0,0001 мм) составляют 8,22% и коллоидные (0,0001 мм) — 10,10%. В глинах озерной фации содержание частиц <0,005 мм превышает 65%, а в аллювиальных глинах в среднем равно 45,37%.

3. По гранулометрическому составу глины неоднородны. Об этом свидетельствует неравномерное распределение точек в структурной схеме (рис. 1), пологий характер логарифмических кривых и повышенное значение коэффициентов неоднородности (рис. 2).

4. Снизу вверх по разрезу наблюдается закономерное увеличение содержания глинистых и уменьшение содержания песчано-алевритовых частиц.

Количество песчаных частиц сокращается от 6,92 в первой до 0,32% в шестой пачке пород и на большей части кривая остается почти постоянной. В то же время содержание алевритовых и глинистых частиц изменяется в противоположных направлениях довольно резко, при этом одна кривая служит как бы зеркальным отражением другой.

В средних значениях количество глинистых частиц (<0,01 мм) увеличивается от 66,62% в первой до 94,48% в шестой пачке, а содержание алевритовых частиц (0,1—0,01 мм) соответственно сокращается от 25,43 до 5,20%. Изменения содержания глинистых и песчано-алеври-

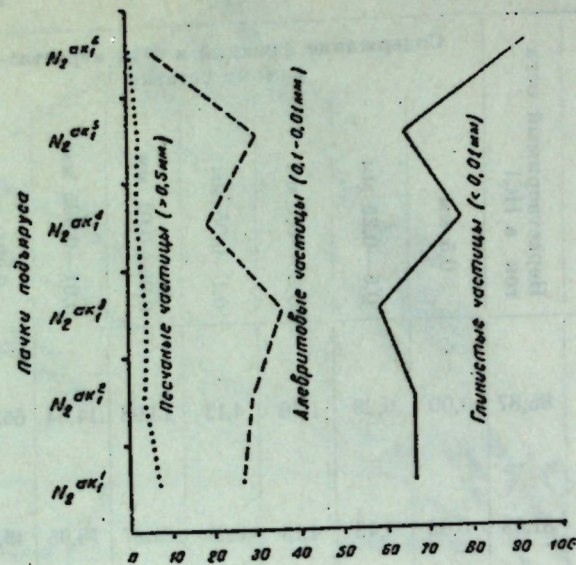


Рис. 3. Изменение содержания песчаной, алевроитовой и глинистой фракций глин нижнеакчагыльского подъяруса.

товых частиц, как это видно из рис. 3, носят пульсационно-ступенчатый характер, отображающий собой ритмичность строения толщи, связанную с колебаниями базиса эрозии. Эти колебания, при общей тенденции к повышению базиса эрозии к концу нижнеакчагыльского времени, служили предвестником наступления с юга акчагыльского моря.

Химический состав

Химический состав мелкопелитовых фракций (<0,001 мм) глин аллювиальной фации, в отличие от озерной, характеризуется пониженным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и гигроскопической воды и повышенным содержанием Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O и потерь при прокаливании (табл. 2).

Таблица 2

Типы глин	Количество анализов	Влага при 105°C	Потери при прокаливании выше 105°C	% на высушенную породу							Молекулярные отношения $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
				SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	
Глины озерной фации	9	6,09	12,68	48,11	24,43	7,18	1,23	2,96	1,88	1,07	3,55
Глины аллювиальной фации	6	5,34	15,60	41,15	23,20	9,44	3,94	3,79	2,60	1,42	3,00
Средний состав глин по подъярису	15	5,72	14,14	44,63	23,81	8,31	2,59	3,78	2,24	1,25	3,18

Молекулярные отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, служащие показателями минералогического состава алюмосиликатного комплекса (глинистых минералов), соответствуют 3,55 для озерной и 3,00 для аллювиальной фации. Подобные отношения свидетельствуют о том, что в мелкопелитовой фракции наряду с монтмориллонитом (молекулярные отношения 3—5 : 1) в подчиненном количестве присутствует и глинистый минерал типа гидромусковита (молекулярные отношения 2,5—3,5 : 1). Такой вывод подтверждается также данными микроскопических исследований в иммерсионных средах при больших увеличениях. Глины озерной фации отличаются повышенным содержанием емкости поглощенных катионов — 44,65—115,33 мг-экв на 100 г сухой породы, в то время как в аллювиальных глинах емкость поглощения равна 17,81—22,77 мг-экв. В составе обменных катионов преобладает Ca (11,91—78,12 мг-экв) и Mg (3,99—31,9 мг-экв). Повышенное значение емкости поглощенных катионов в глинах озерной фации свидетельствует о существенной роли в их составе минерала монтмориллонита. Невысокая емкость поглощения в глинах аллювиальной фации, наряду с другими методами, позволяет заключить, что в их составе главная роль принадлежит минералам группы гидрослюд. Преобладание катиона Ca в поглощенном комплексе связано с карбонатностью глин.

Петрографо-минералогическая характеристика

Изучение пятидесяти плоскопараллельных шлифов показало, что для глин озерной фации характерны циклические текстуры (микрослоистые, ориентированные) и пелитовые структуры, тогда как в аллювиальных осадках пользуются преимущественным развитием однородные и массивные текстуры с алевропелитовой структурой (рис. 4, 5, 6).

Рентгеноструктурное исследование глин (таблица 3) показало присутствие характерных интерференционных линий гидрослюды 9,12, 6,75, 4,45, 3,01, 1,36 κX и других. На образцах, насыщенных глицерином, фиксируются линии в области высоких межплоскостных расстояний 16,23—16,88 κX , свидетельствующие о наличии минералов монтмориллонитовой группы. Остальные линии монтмориллонита в области меньших межплоскостных расстояний являются общими с гидрослюдой. По-



Рис. 4. Структура микрошешуйчатая, текстура ориентированная (д. Березовая Грива, скв. № 2398, глуб. 39,65 м, пачка $\text{N}_2 \text{ак}^1$, $\times 24$, шк. +).

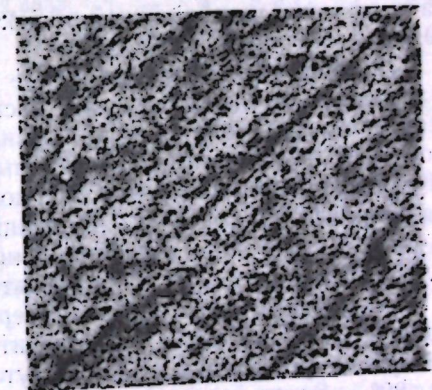


Рис. 5. Структура микрошешуйчатая, текстура микрослоистая (д. Биклянь, скв. № 1481, глуб. 130 м, пачка $\text{N}_2 \text{ак}^2$, $\times 24$, шк. +).

Результаты рентгеноструктурного изучения фракций < 0,001 мм глини
нижнеакчагыльского подъяруса

№ и.п.	Исследованные образцы *						Эталонны *							
	скв. № 2679, глуб. 23,89 м, пачка N ₂ ak ₁ ⁴		скв. № 2263, глуб. 34,25 м, пачка N ₂ ak ₁ ³		скв. № 2389, глуб. 39,65 м, пачка N ₂ ak ₁ ²		монтмориллонит		гидромусковит		каолинит		кварц	
	I	dz	I	dz	I	dz	I	dz	I	dz	I	dz	I	dz
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	10p	16,23	—	—	4	16,88	10	16,47	—	—	—	—	—	—
2	6p	9,125	6	9,6	6ш	9,461	—	—	9	9,46	—	—	—	—
3	2	7,647	3	(7,6)	4	(7,593)	—	—	—	—	5	(7,593)	—	—
4	3	6,998	3	6,75	5	6,905	—	—	5	6,74	—	—	—	—
5	—	—	—	—	2	(4,8853)	1	4,7955	—	—	—	—	—	—
6	3	4,3986	1	(4,46)	4	4,4271	—	—	4	(4,36)	—	—	—	—
7	5	4,2035	3	4,26	4	4,2347	7	4,29	—	—	4	4,2987	5	4,26
8	—	—	3	4,00	—	—	—	—	—	—	3	4,09	—	—
9	—	—	1	3,79	4	3,8752	—	—	4	3,82	3	3,8884	—	—
10	5	(3,6608)	5	3,66	4	3,6803	—	—	—	—	—	—	6	(3,69)
11	6p	3,4800	3p	3,52	—	—	3	3,44	6	3,4765	—	—	—	—
12	10	3,2887	10	3,32	10	3,2856	—	—	7	2,264	—	—	10	3,34
13	2	3,1864	3	3,175	3	3,1519	2	3,113	—	—	—	—	—	—
14	—	—	3	3,016	—	—	—	—	4	3,20	—	—	—	—
15	2	2,9527	—	—	2p	2,9331	4	2,98	—	—	—	—	—	—
16	2	(2,807	3	2,890	—	—	1	2,8756	2p	2,8206	—	—	—	—
17	—	—	—	—	2	2,7742	1	2,8005	—	—	—	—	1	(2,72)
18	4p	2,5412	2p	2,547	5p	2,5323	—	—	6	2,5484	4	2,5376	—	—
19	4	2,4480	2	2,448	3	2,430	8ш	2,4833	—	—	4	2,4647	4	2,456
20	2p	(2,3529	—	—	3	2,3635	—	—	3p	2,3393	—	—	1	(2,342)
21	3	2,2711	—	—	—	—	—	—	—	—	5	2,2711	—	—
22	3	2,2340	3	2,222	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,234
23	—	—	1	2,190	—	—	—	—	—	—	1	2,185	—	—
24	4p	2,1150	3	2,123	3	2,1019	—	—	—	—	1	2,115	5	2,123
25	5p	1,9811	§3p	2,000	5	1,9638	—	—	6	1,9577	6	1,9760	§4	2,000
26	—	—	§3p	1,973	—	—	—	—	—	—	—	—	§4	1,973
27	—	—	2	1,869	—	—	1	1,8429	—	—	—	—	—	—

Условные обозначения:

I — интенсивность дебаевского кольца по десятибалльной цифровой шкале;
dz — межплоскостное расстояние в Å, p — размытая линия, дв — двойная линия, ш — широкая линия, д — диффузная линия, () — возможная β-линия,
(—) — возможное слияние α и β-линий, § — две близкие линии.

* Рентгеноструктурный анализ и эталоны — лаборатории физико-химических методов исследования Казанского филиала АН СССР.

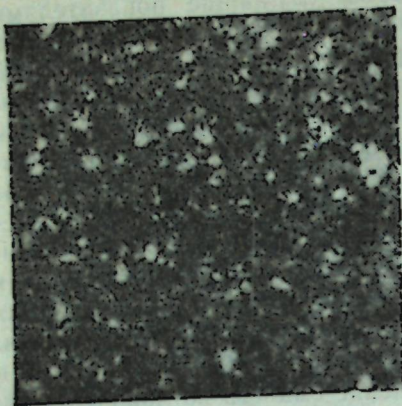


Рис. 6. Структура алевропелитовая, текстура массивная (д. Биклянь, скв. № 1481, глуб. 75 м, пачка N₂ak₁², × 24, без анализатора).

де образцов фиксируется промежуточный эндозффект в виде площадки при 200—225°, а также при 770—780°. Последняя эндотермическая остановка выражена довольно четко (аллювиальная фация). Здесь отмечается совмещение реакций глинистого и карбонатного минералов. В озерной фации она имеет слабо выраженный или сглаженный характер. Экзотермический эффект, следующий непосредственно за последней эндотермической остановкой, отмечается при температуре 880—960°. На всех кривых нагревания регистрируется дополнительный экзотермический подъем при 335—355°, вызванный окислением органического вещества, а в некоторых образцах, кроме того, — при 430—470°, обусловленный присутствием пирита.

Подобный тип кривых нагревания характерен как для гидрослюдистых, так и для монтмориллонитовых глин. Все же кривые нагревания глин аллювиальной фации отличаются от кривых нагревания глин озерной фации тем, что в них обычно первая эндотермическая остановка выражена слабее по оси температур и значительно вытянута по оси времени. Вторая эндотермическая реакция по сравнению с первой более интенсивна и, наконец, карбонатный эффект для них выражен резко в виде заостренного кнзу пика.

Электронномикроскопическое изучение показало также, что глины отличаются высокой степенью дисперсности. На электронномикроскопических снимках видно, что основная масса фракции (< 0,001 мм) состоит из тонких сгустков неправильной формы (рис. 8). Встречаются также просвечивающиеся, иногда с довольно четкими очертаниями пластинки гидрослюды (рис. 9). В единичных случаях отмечаются пластинки каолинита с ясно выраженными гексагональными гранями и чешуйки галлуазита шестоватой или трубчатой формы.

Оптическим методом в иммерсионных средах при увеличении порядка 1000—1500 раз в мелкопелитовой фракции (< 0,001 мм) глин озерной фации устанавливается присутствие монтмориллонита в количестве 40—80%. Встречается он в виде чешуек неправильной формы с неровными краями светло-серого цвета с желтоватыми и буроватым оттенком.

* Термический анализ выполнен В. К. Толмачевой в лаборатории минералогии, геохимии и полезных ископаемых Геологического института КФАН. Расшифровка термограмм произведена автором.

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
28	8	1,8139	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	1,81
29	3	1,6987	—	1,815	—	—	5	1,7087	—	—	—	—	2	1,69
30	4	1,6652	3р	1,674	2	1,6859	4	1,6775	—	—	—	—	3д	1,67
31	—	—	4р	1,654	3ш	1,6373	4	1,6354	—	—	—	—	—	—
32	—	—	1	1,618	—	—	—	—	—	—	4	1,609	—	—
33	—	—	1	1,586	—	—	—	—	—	—	2	1,583	—	—
34	8	1,5366	5	1,537	5	1,5300	—	—	—	—	5	1,533	8	1,53
35	5р	1,513	3р	1,500	—	—	—	—	—	—	—	—	2р	1,51
36	—	—	—	—	4	1,4844	10	1,4829	—	—	—	—	—	—
37	1	1,4522	—	—	3	1,450	—	—	—	—	—	—	3	1,450
38	1	1,4192	1р	1,4140	1р	1,4074	—	—	—	—	1	1,4114	—	—
39	8 _{лв}	1,3723	5	1,376	—	—	—	—	—	—	—	—	7д	1,37
40	—	—	5	1,367	8	1,364	—	—	3	1,367	—	—	—	—
41	—	—	2	1,338	—	—	—	—	3р	1,331	—	—	—	—
42	3	1,3012	2	1,299	2	1,2931	—	—	—	—	5р	1,3012	2р	1,30
43	4	1,2852	3	1,284	2	1,2813	5	1,2794	5р	1,2852	—	—	—	—
44	4	1,2511	3	1,252	3	1,2487	—	—	—	—	—	—	4	1,253
45	2	1,2408	—	—	—	—	—	—	—	—	5р	1,244	—	—
46	3	1,2271	2	1,225	3	1,223	—	—	—	—	—	—	2	1,229
47	5	1,1983	4р	1,194	5	1,1953	—	—	—	—	3	1,1953	4	1,199
48	5	1,1791	4р	1,176	5	1,1748	—	—	—	—	—	—	8	1,182
49	4	1,1510	3	1,150	3	(1,1466)	—	—	—	—	—	—	6р	1,154
50	2р	1,1390	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	(1,142)
51	3р	1,1099	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1р	1,116
52	2р	1,0877	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	1,082
53	7	1,0787	3р	1,078	5	1,0777	—	—	—	—	2р	1,075	—	—
54	3р	1,0593	2р	1,058	—	—	—	—	—	—	1р	1,058	—	—
55	3р	1,0459	4р	1,042	5	1,0447	—	—	—	—	—	—	3	1,045
56	3р	1,036	—	—	—	—	—	—	—	—	2р	1,0358	—	—
57	4р	1,0324	4р	1,032	4	1,0324	—	—	—	—	2	1,036	7	1,036
58	3р	1,0246	—	—	2р	1,0139	—	—	—	—	2	1,0131	—	—

Показатель преломления чешуек колеблется в пределах от 1,51 до 1,55, но преимущественно лежит в интервале 1,53—1,55. Гидромусковит же, наоборот, преимущественно развит в аллювиальных глинах (50—80%), приобретая в озерных осадках роль второстепенного компонента (15—40%).

Пластинки гидромусковита желтовато-серого и желтовато-коричневого цвета, имеют неправильную форму и хорошо выраженные грани. Показатель преломления колеблется от 1,55 до 1,58. В качестве незначительных примесей зарегистрирован гидробитит (1—2%), каолинит (1—3%), галлуазит (1—5%), аллофан (<1%), а также пелитовые зернышки кварца и тяжелых терригенных минералов.

Исследования минералогического состава глин позволяют заключить, что главными породообразующими минералами их являются ми-

Глины озерной фации

Глины аллювиальной фации

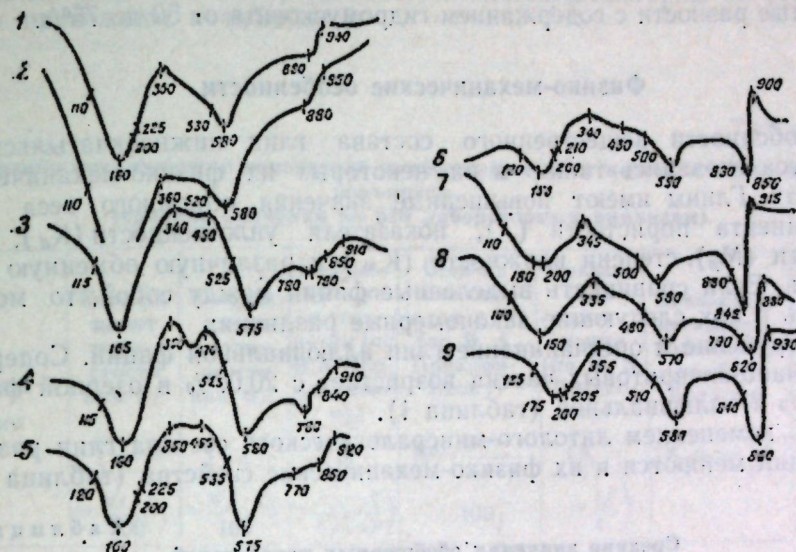
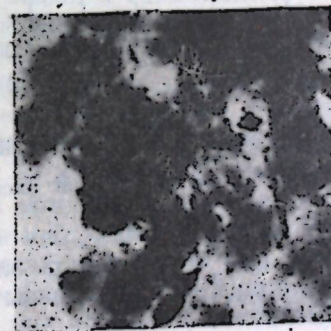
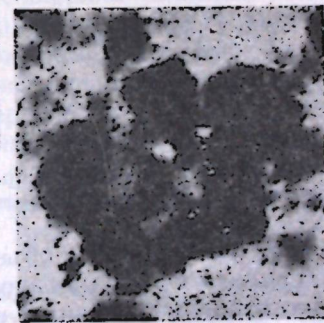


Рис. 7.

Условные обозначения:

1. Скв. № 2263, глубина 30,5—31,2 м, пачка N₂ак¹
2. Скв. № 2679, глубина 23,85—24,10 м, пачка N₂ак¹
3. Скв. № 2398, глубина 39,65—39,83 м, пачка N₂ак¹
4. Скв. № 2398, глубина 62,0—62,10 м, пачка N₂ак¹
5. Скв. № 2398, глубина 84,4—84,7 м, пачка N₂ак²
6. Скв. № 2263, глубина 36,40—36,45 м, пачка N₂ак³
7. Скв. № 2263а, глубина 34,25—34,40 м, пачка N₂ак³
8. Скв. № 2872, глубина 111,43—111,45 м, пачка N₂ак¹
9. Скв. № 2263, глубина 95,30—95,35 м, пачка N₂ак¹

Рис. 8. Монтмориллонит и гидромусковит (д. Биклянь, скв. № 1481, глб. 35 м, пачка N₂ак¹, × 1150).Рис. 9. Гидромусковит и монтмориллонит (д. Березовая Грива, скв. № 2263, глб. 34,25 м, пачка N₂ак³, × 11500).

нералы монтмориллонит и гидромусковит, в зависимости от количественного содержания которых выделяются типы глин:

А) озерная фация: 1) почти чистые монтмориллонитовые разности с содержанием монтмориллонита >75%, 2) гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины с содержанием монтмориллонита от 50 до 75%.

Б) аллювиальная фация: 1) почти чистые гидрослюдистые разности с содержанием гидромусковита >75%, 2) монтмориллонитово-гидрослюдистые разности с содержанием гидромусковита от 50 до 75%.

Физико-механические особенности

Особенности вещественного состава глин нижеакчагыльского подъяруса сказались также и на некоторых их физико-механических свойствах. Глины имеют повышенные значения объемного веса (Δ), коэффициента пористости (ε), показателя уплотненности (K_d), пластичности (M_p), степени влажности (K_w) и различную обменную способность. Если сравнивать выделенные фации между собой, то можно отметить в них следующие закономерные различия:

1. Огрубление и опесчанивание глин аллювиальной фации. Содержание песчано-алевритовых частиц возрастает с 20,07% в озерной фации до 36,4% в аллювиальной (таблица 1).

2. С изменением литолого-минералогические свойства (таблица 4).

Таблица 4.

Средние значения обобщенных показателей физико-механических свойств глин нижеакчагыльского подъяруса (по данным лабораторных анализов 516 образцов).

Типы глин	Удельный вес (γ)	Объемный вес при естественной влажности г/см ³ (Δ)	Объемный вес скелета, г/см ³ (ε)	Естественная пористость, % (n)	Коэффициент пористости (ε)	Естественная влажность, % (w)	Полная влагоемкость при естеств. пористости, % (w_0)	Степень влажности (K_w)	Пластичность			Показатель консистенции (B)
									Верхний предел (W_f)	Нижний предел (W_p)	Число пластичности (M_p)	
Глины озерной фации	2,73	1,96	1,53	44	0,78	28	29	0,99	56	31	25	-0,12
Глины аллювиальной фации	2,74	2,01	1,60	42	0,72	26	26	0,99	50	27	23	-0,04

Примечание. Анализы произведены в лаборатории восьмой экспедиции Гидропроекта Министерства электростанций СССР.

Значительная величина объемного веса при естественной влажности обуславливается повышенной концентрацией твердой фазы глин, особенно аллювиальной фации, где она достигает 58%.

Озерные глины, в отличие от аллювиальных, характеризуются повышенным значением естественной влажности, естественной пористости и числа пластичности. Такое состояние обуславливается более тонкодисперсным состоянием озерных глин. Они содержат почти в 1,5 раза больше частиц <0,005 мм, обладающих большой удельной поверхностью, которым и принадлежит основная роль в формировании пластических и других физических свойств. Кроме того, они характеризуются более высоким содержанием, порядка 40—80%, основного породообразующего минерала — монтмориллонита, обладающего высокой гидрофильностью и емкостью поглощенных катионов.

Некоторые представления об изменении физико-механических свойств глин различных фаций за геологическую историю их существования приводятся в таблице 5.

Таблица 5

Физико-механические показатели литификации глин нижеакчагыльского подъяруса (средние значения по 516 лабораторным анализам).

Типы глин	Коэффициент пористости при w_f ($\varepsilon_f = \frac{w_f \cdot \gamma}{100}$)	Коэффициент пористости при w_p ($\varepsilon_p = \frac{w_p \cdot \gamma}{100}$)	Показатель уплотненности (по В. А. Приклонскому) ($K_d = \frac{\varepsilon_p - \varepsilon}{\varepsilon_f - \varepsilon_p}$)	Степень сжатия слоя в % (по В. А. Приклонскому) ($K_c = \frac{\varepsilon - \varepsilon_f}{1 + \varepsilon_f} \cdot 100$)	Показатель уплотнения (по Н. Я. Денисову) ($K = \frac{\varepsilon_f}{\varepsilon}$)	Показатель дегидратированности (по Ф. В. Котлову) ($K_{dh} = \frac{w_f}{w}$)	Показатель консистенции ($B = \frac{w - w_p}{M_p}$)
Глины озерной фации	1,53	0,85	1,10	30	1,96	2,00	-0,12
Глины аллювиальной фации	1,36	0,73	1,02	27	1,89	1,92	-0,04

Природная дегидратация глин происходила, главным образом, под действием высыхания синерезиса, а также гравитационного уплотнения. В глинах озерной фации коэффициент дегидратированности (K_{dh}) довольно высок и свидетельствует об уменьшении влажности в 2 раза. Высокое значение имеет также коэффициент пористости ($\varepsilon = 0,78$), но он был еще выше в начальной стадии формирования осадка ($\varepsilon_f = 1,53$). Под действием сил дегидратации, внешней нагрузки, цементации и других факторов диагенеза и эпигенеза первоначальная пористость (ε_f) уменьшилась почти в два раза (K), а мощность глин сократилась в среднем на 30% (K_c). Изложенные факты позволяют с большей уверенностью объяснить высокое значение показателя уплотненности (K_d) которое при высокой пористости имеет значение 1,10 (сильноуплотненные глины).

Показатель консистенции (B) в средних значениях составляет — 0,12. Глины, как правило, находятся в полутвердом и твердом состоянии.

В отличие от озерных глин, все количественные показатели литификации (K_d , K_c , K , K_{dh} , B и другие) аллювиальных глин свидетельствуют об уменьшении естественного уплотнения и дегидратированности (см. таблицу 5).

Приведенные обобщенные показатели гранулометрических, химических, петрографо-минералогических свойств, а также текстурных и структурных особенностей глин различных фаций обусловили дифференциацию физико-механических свойств. Эти данные, поскольку они приводятся впервые, представляют не только научный, но и определенный практический интерес.

1. Денисов Н. Я. Строительные свойства глинистых пород и их использование в гидротехническом строительстве. Госэнергонздат, 1956.
2. Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В. и др. Закономерности размещения и пути использования строительного минерального сырья на востоке Татарии (для нужд нефтяных районов и сооружения Нижнекамской ГЭС). Труды Казанского филиала АН СССР, серия геологич. наук, вып. 4, 1957.
3. Приклонский В. А. Комплексные показатели инженерно-геологических свойств глинистых горных пород. Тр. лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. XV, 1957.

Н. В. РЯБКОВ

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ КАМЫ В ПРЕДЕЛАХ НИЖНЕКАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА

История формирования рельефа того или иного района есть в значительной степени история возникновения и развития его гидрографической сети и основных элементов последней — речных долин.

Восстановление основных этапов этой истории тесно связано с изучением тектонических условий и реконструкцией геологической истории, палеогеографии и палеогеоморфологии района. Решение большинства этих вопросов возможно лишь на основе анализа геологического строения рассматриваемой территории, путем изучения тектоники, литологии и стратиграфии коренных и четвертичных пород, отражающих обстановку и условия образования последних. Особенно эффективен этот метод при восстановлении истории четвертичного периода, когда накопление отдельных возрастных и литогенетических комплексов осадков (аллювий) сопровождалось образованием целого ряда специфических форм рельефа (речные террасы).

Изучение этих основных элементов речной долины приобретает особое значение в условиях рассматриваемого района, отличительной особенностью которого является широкое распространение континентальных, бедных в палеонтологическом и палеофлористическом отношении пресноводных отложений, в значительной степени маскирующих основные формы рельефа. Геоморфологический метод прослеживания речных террас сохраняет свое ведущее положение при рассмотрении истории формирования долины Камы и ее притоков, несмотря на то, что террасовые уровни в пределах последних получили ограниченное распространение и недостаточно четко выражены в современном рельефе, а слагающие их аллювиальные отложения обладают сходством литологического состава при полном отсутствии или плохой сохранности ископаемых остатков (см. рис. 3 и 4).

Переходя непосредственно к истории долины Камы, необходимо остановиться на особенностях тектонических условий района, характер которых в значительной степени предопределил условия заложения и формирования этого речного бассейна, особенно в начальной стадии его развития. Восстановление этих этапов, начало которых теряется, по-видимому, в палеозое, возможно лишь косвенным путем. Большую помощь при этом оказывает изучение геологического строения в самом широком аспекте.

Рассматривая тектоническую схему района (рис. 1), легко обнаружить некоторую зависимость рисунка гидрографической сети от характера распределения структур I и II порядков. Эта зависимость четко отражена на структурных картах района, построенных по целому ряду опорных горизонтов осадочных свит, отличающихся друг от друга лишь контурами этих структур.



Рис. 1. Схема тектонического районирования Волго-Уральской области.

Все рассматриваемые участки долины главных рек—Камы и Белой—приурочены в основном к отрицательным структурам. Нижнее течение Камы совпадает с областью Сарайлинской депрессии, близко соприкасающейся с Бирской седловиной, в пределах которой располагается нижнее течение Белой. Отрезок среднего течения Камы проходит через Верхнекамскую впадину. Подобная закономерность позволяет, по-видимому, наметить основные этапы заложения древней гидрографической сети и последовательность ее развития, исходя из анализа строения выполняющих эти понижения осадков, мощность которых достигает местами 300 м. Отмеченная закономерность отсутствует у более мелких

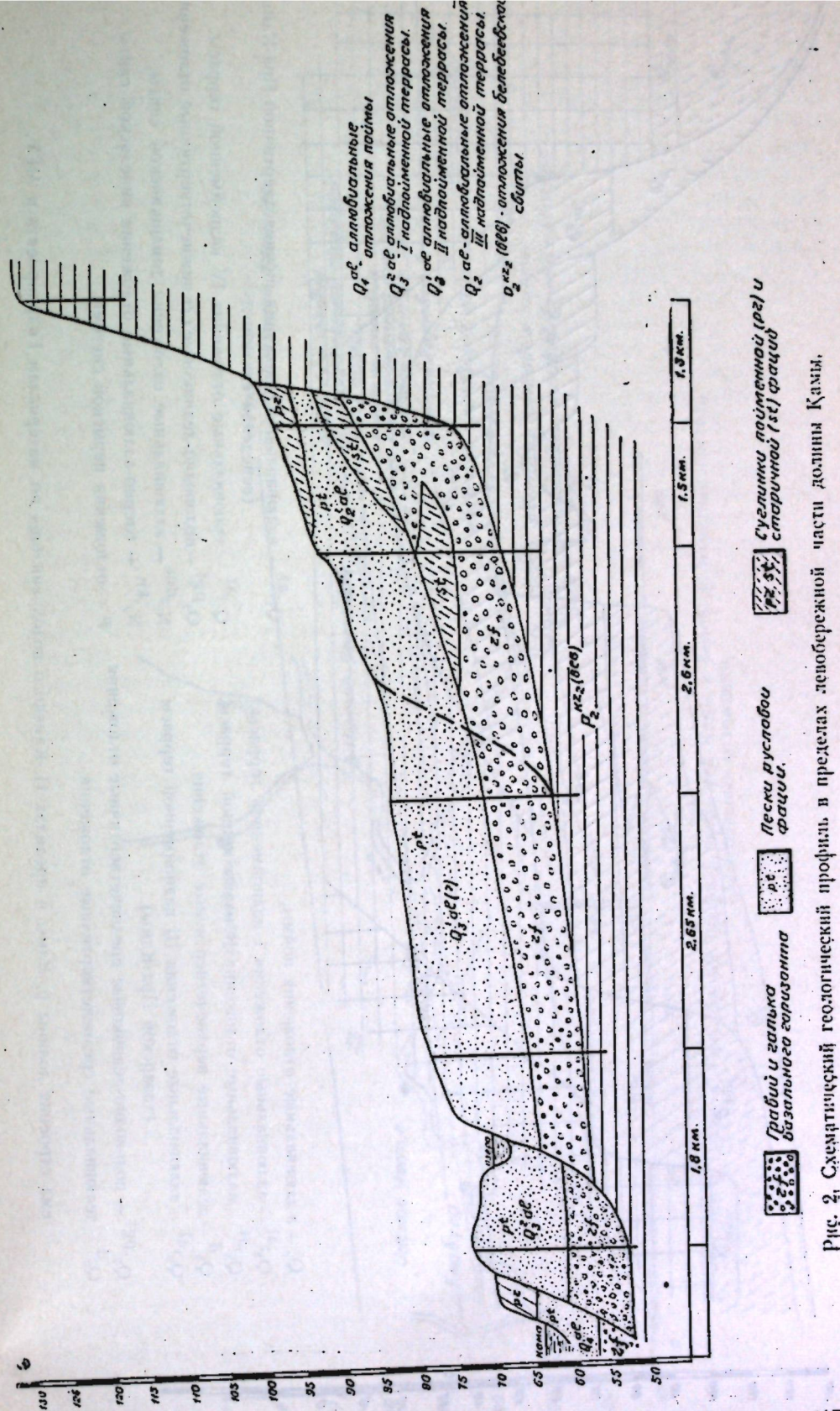
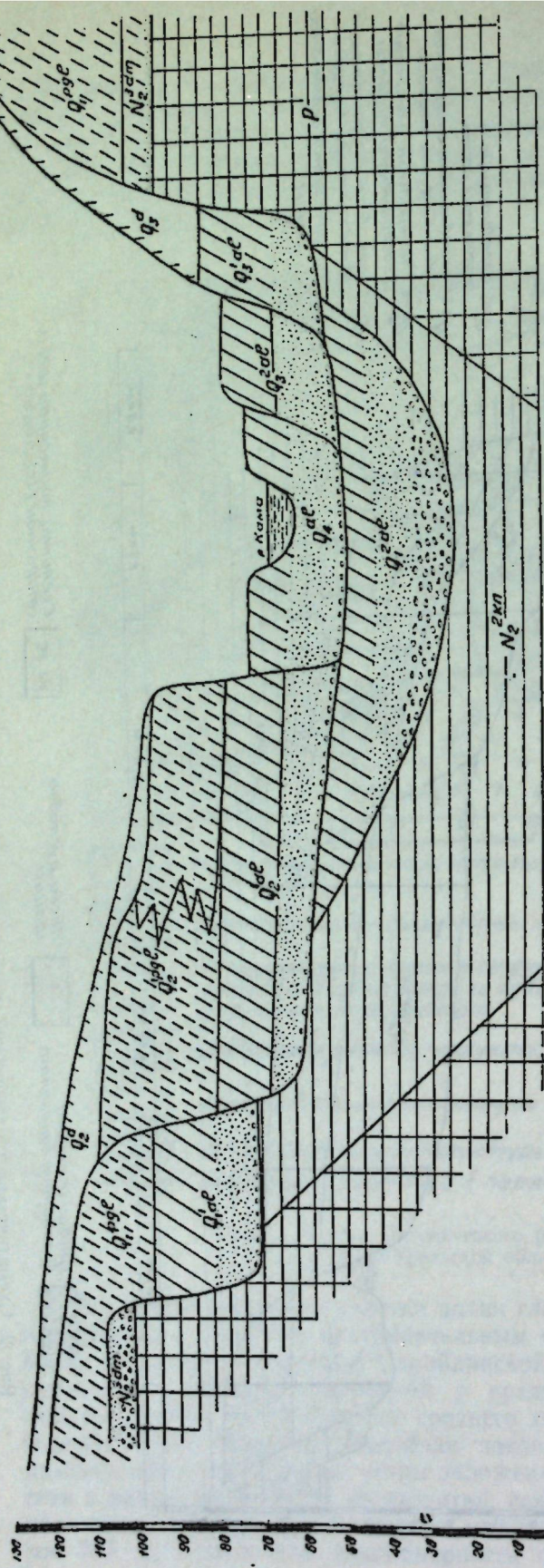


Рис. 2. Схематический геологический профиль в пределах ледобережной части долины Камы.



Q_4 — а ллювиальные отложения поймы.

Q_3^{al} — а ллювиальные отложения I надпойменной террасы.

Q_2^{al} — а ллювиальные отложения II надпойменной террасы.

Q_1^d — делювиальные верхнечетвертичные отложения.

Q_2^{al} — а ллювиальные отложения III надпойменной террасы (хазарской Пра-Камы).

Q_1^{pgl} — полюводно-ледниковые среднечетвертичные отложения.

Q_2^d — делювиальные среднечетвертичные отложения.

Q_1^{al} — а ллювиальные отложения нижнечетвертичной Пра-Камы (венедская свита).

Q_1^{al} — а ллювиальные отложения IV надпойменной террасы.

Q_1^{pgl} — полюводно-ледниковые (?) нижнечетвертичные отложения.

N_2^{dm} — а ллювиальные отложения домашкинской свиты.

N_2^{kn} — озерно-аллювиальные отложения кинельской свиты.

P — отложения пермской системы.

ема строения долины р. Камы в пределах Н.-Камского водохранилища по материалам Гидропроекта и МГУ.

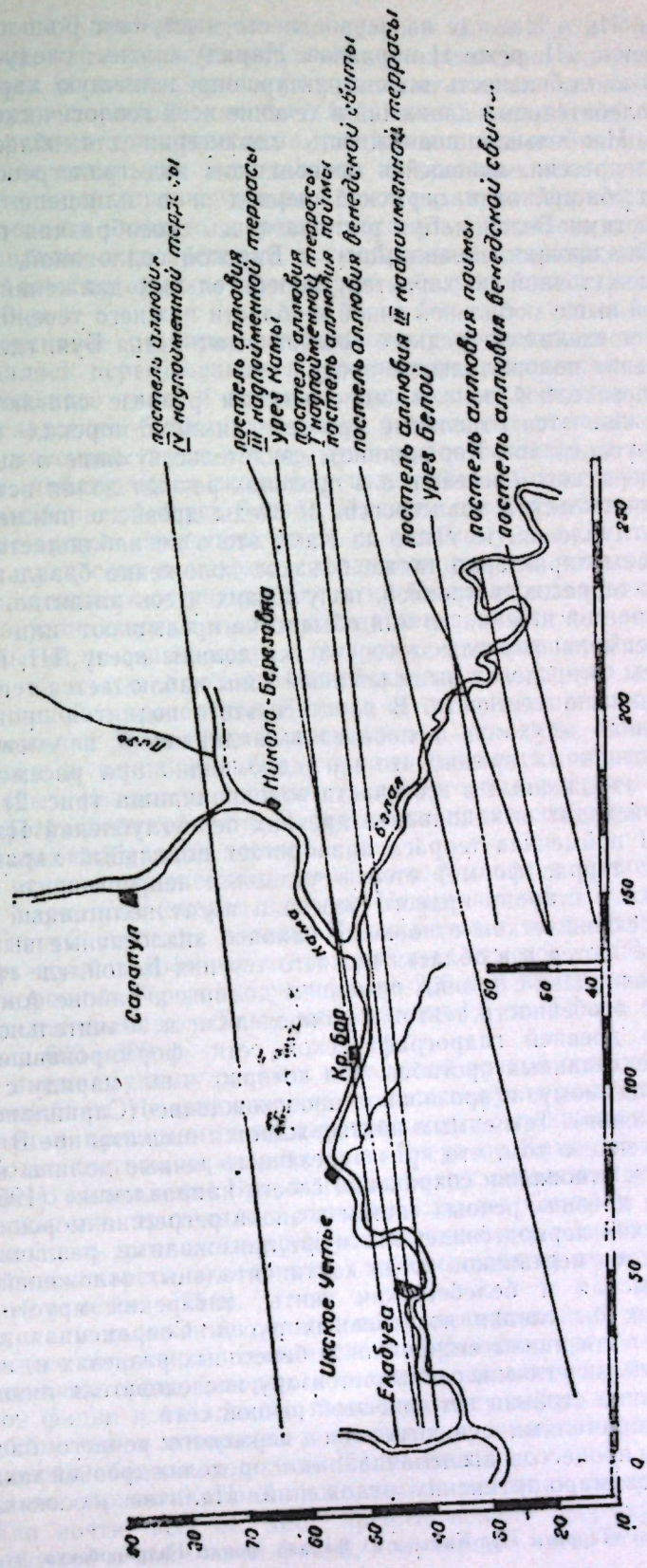


Рис. 4. Продольный профиль вдоль рек Камы и Белой по отметкам постели а ллювиальных отложений.

притоков, как Ик и Иж, где на первое место выступает роль структур преимущественно III, реже II порядков. Наряду с этим, следует отметить различную мобильность этих структур, определившую характер и амплитуду колебательных движений в течение всей геологической истории района. Наибольшая подвижность характерна для области Сарайлинской депрессии, явившейся проводником вод трансгрессировавших морских бассейнов в пермский период и в плиоцене. Между устьевыми частями Белой и Буя располагалась своеобразная переходная зона, совпадающая, по-видимому, с Бирской седловиной, которая явилась промежуточной по характеру колебательных движений между рассмотренной выше мобильной зоной в области нижнего течения Камы и участком в пределах ее среднего течения выше устья Буя, где преобладают движения положительного знака.

Если в переходной зоне в геологическом разрезе слагающих ее пород прослеживаются отдельные прослои лиманно-морских осадков казанского яруса (район Каракулино), свидетельствующие о выклинивании здесь пермского бассейна, а в пределах речных долин встречены отложения акчагыльской трансгрессии и следы древнего нижнечетвертичного переуглубления, то выше по Каме этого не наблюдается. Для переходной зоны характерно также близкое положение базальных горизонтов всех террасовых уровней, получивших здесь развитие, в силу чего отметки врезов нижних из них обычно не превышают или весьма близки к максимальному для этого участка долины врезу III надпойменной террасы. В пределах вышележащей зоны наблюдается тенденция к общему поднятию местности. В процессе этого поднятия происходит последовательное затухание колебательных движений и уменьшение амплитуды эрозионных врезов, что наглядно видно при рассмотрении поперечников, заложенных в этой части водохранилища (рис. 2).

Здесь происходит выклинивание древних переуглублений Палео- и Пра-Камы, III пойменная терраса приобретает докольный характер, а весь комплекс террас формируется в условиях непрерывного смещения русла реки в сторону правого берега и носит полигенный облик. Различные в тектоническом отношении районы, аналогичные вышеприведенным, отмечаются и в области нижнего течения Белой, где граница между ними совпадает с резким сужением долины в районе Ангасяка.

Указанные особенности тектоники определили в значительной степени характер древней гидрографической сети, формировавшейся в пределах вышеуказанных прогибов, ряд которых имел, наряду с тектоническим, по-видимому, и эрозионное происхождение (Сарайлинское и Бирское понижения). Тем самым подтверждается высказанное В. В. Богачевым положение о том, что «раз нарезанные речные долины весьма консервативны в отношении сохранения своего направления» (1955 г.)¹.

О наличии древних речных систем в эпохи регрессии морских бассейнов в пермский период свидетельствуют линзовидные, различные по мощности, прослои песчаников среди континентальных отложений этого времени (уфимская и белебеевская свиты, татарский ярус), представляющие как бы слепки погребенных русел. Современная долина Камы вскрывает эти линзы песчаников в береговых разрезах и, пересекая их под разными углами, открывает взору исследователя лишь разрозненные обрывки страниц истории этой речной сети.

Другими свидетелями существования пермского речного бассейна являются следы процессов выщелачивания в пределах древней закарстованной толщи сакмаро-артинских отложений. Наличие их связано с

¹ В. В. Богачев. «Террасы Пра-Камы и их фауна», фонды Гидропроекта, рукопись

растворяющей деятельностью вод древней Прото-Камы (термин Г. И. Горенцкого), протекавшей здесь в конце нижнепермского отдела.

Все эти косвенные указания позволяют считать данное время началом истории формирования бассейна Камы, прерываемой неоднократными морскими трансгрессиями, похоронившими под своими осадками эти древние долины на значительном их протяжении.

Длительный континентальный цикл развития территории в течение всего мезозоя и нижнего и среднего отделов третичного периода привел к образованию в ее пределах разнообразных поверхностей выравнивания, абс. отм. которых не превышали в большинстве случаев 200—220, реже 240 м.

Интенсивное развитие денудационных процессов в это время сопровождалось перемещением и накоплением отложений делювиально-пролювиального типа, в пределах пониженных участков рельефа, где они впоследствии были уничтожены процессами размыва. В области высоких массивов (выше 180 м), куда не достигали воды акчагыльского бассейна, наблюдаются скопления галечников с остатками окремелой древесины (правый берег Белой). Наличие этих галечников мощностью 3 и более метров свидетельствует, по-видимому, о развитии здесь эрозионных процессов в мезозое (предположительно, триасе). Возможно, это сохранившиеся от размыва остатки базального горизонта.

В настоящее время мы не располагаем данными для восстановления хода событий, имевших место в то время, и потому перейдем к характеристике той эпохи, которая ознаменовалась заложением долины палеореки, явившейся прототипом Камы и ее основных притоков.

Заложение Палео-Камы проходило в условиях общего поднятия территории в конце миоцена — начале плиоцена, сопровождавшегося интенсивным развитием эрозионных процессов и энергичной разработкой гидрографической сети. В ходе этих процессов образовались глубокие, каньонообразные долины.

На основе проведенного детального бурения в районах конкурирующих вариантов створов плотины Нижнекамской ГЭС выявлены основные черты строения долины Палео-Камы и ее очертания. Эрозионный врез долины достигал в этих районах отметок — 100—105 м при высоте коренных береговых уступов до 200 м и крутизне их до 12—18°. Ширина долины Палео-Камы менялась от 1,5 до 3,5 км, ширина русла достигала 600—800 м.

По внешнему виду рисунок неогеновой речной сети мало отличался от современного. Не выдержанное по ширине русло реки описывало здесь ряд излучин, принимая несколько притоков, совпадающих в общих чертах с большинством из современных. Вверх по Каме это древнее русло прослежено до впадения Буя, в долине Белой, согласно данным Башнефтеразведки, оно проходило в основном (выше Сюня) в области левого бережья. Здесь эрозионные процессы осложнились в значительной степени развитием карста, в силу чего глубина вреза на отдельных участках достигает отметок — 75 м.

К началу заложения долины палеореки относится накопление аллювиальных отложений шешмишского горизонта, преобладающим пространством среди которых пользуются песчано-галечные отложения русловой фации и базального горизонта и суглинки и глины с включением обломочного материала в пределах эрозионно-карстовых понижений, главным образом, в долине Палео-Белой.

Каньонообразный характер долины, в пределах которой русло реки занимало почти все ее дно, препятствовало формированию осадков старичной и пойменной фаций, получивших здесь ограниченное рас-

пространение. Заложение долины сопровождалось усилением карстовых процессов, подмывом береговых склонов и обрушением последних. Широкое развитие имели здесь также оползневые процессы, чему способствовало в значительной степени наличие водоносных горизонтов, вскрытых в процессе врезания реки в толщу коренных пород. Наличие сползших оползневых блоков и карстовых форм в пределах древней или погребенной долины было обнаружено в ходе буровых работ на участках створов проектируемой плотины в долине Нижней Камы и в области левобережья Белой по данным треста Башнефтеразведки.

Климатические условия эпохи накопления аллювия шешминского горизонта характеризуются данными спорово-пыльцевых анализов Е. Н. Анановой, согласно которым господствующее распространение в это время получила древесная растительность со значительным преобладанием ели (50—76%) и сосны (34,5%). В меньшей степени здесь встречается пыльца пихты (1—6%), березы (14—21%), ольхи (2—6%) и в виде единичных экземпляров — лиственницы, дуба, болотного кипариса, секвойи. Пыльца травянистой растительности составляла всего 3—14% от общего количества и представлена, главным образом, злаками, вересковыми, лебедовыми. Присутствуют также споры папоротников и сфагновых мхов.

Характер спорово-пыльцевого спектра этих отложений свидетельствует о господстве лесов типа южной темнохвойной тайги и о влажном умеренно-холодном климате.

Вышележащий комплекс отложений, выполняющий эту древнюю долину, складывается пестрой толщей чередующихся аллювиальных и озерных осадков, отражающих изменение гидрологического режима данной речной системы, складывающегося в значительной степени под влиянием Болгарского бассейна. Все последующие стадии развития Палео-Камы характеризуются угасанием эрозионной деятельности, обусловленной, по-видимому, наличием некоторого подпора со стороны этого бассейна и одряблением реки. Некоторая активизация русловых процессов отмечается лишь в периоды регрессии Болгарского бассейна, когда река получает возможность стока. Однако периоды эти носят кратковременный характер, в силу чего господствующим является, в основном, озерный режим, особенно к началу акчагыльской трансгрессии.

Восстановление этих заключительных этапов развития Кинель-реки основывается, главным образом, на изучении разрезов отложений, выполняющих долину последней. Руководящее значение при этом приобретают данные спорово-пыльцевого анализа и изучение фауны. В основу приводимого ниже описания положена стратиграфическая схема Г. И. Горенского.

Над аллювиальными отложениями шешминского горизонта залегают мощная (60—70 м) толща коричневатых-серых горизонтально-слоистых ленточных глин с богатой фауной остракод челянинского горизонта, формировавшегося, по мнению Н. В. Кирсанова, в условиях спокойного озерного водоема. Отметки подошвы этих глин достигают —60 м (скв. 1053), кровли +10 м (скв. 1338 и 5178).

Основная масса пыльцы древесной растительности (60—80%), по данным Е. Н. Анановой, представлена различными видами сосен, значительно меньшая роль принадлежит пыльце ели (6—11%), березы (6—14%), ольхи (3—9%), встречаются единичные представители пихты, тсуги, дуба и секвойи. Часто присутствуют споры сфагновых мхов (5—15%). Господство сосны, возросшее значение сфагновых мхов и березы свидетельствуют о сухом умеренном климате и широком развитии светлохвойной тайги.

Некоторая активизация русловых процессов наблюдается лишь в конце существования этого озерного бассейна, получившего, по-видимому, кратковременный сток. К этому времени относится формирование аллювиального комплекса осадков сокольского горизонта, представленного желтовато-коричневыми глинами с прослоями и линзами косо-слоистых песков и торфа. Мощность этого горизонта составляет 50—60 м, отметки кровли достигают 40 м (Подгорные Байляры).

Формирование его происходило в условиях влажного, умеренно-теплого климата и значительной перестройки растительности. Судя по данным спорово-пыльцевых анализов Е. Н. Анановой, широким распространением в это время пользуются сосново-еловые леса со значительным участием широколиственных пород: Господствующее положение занимает пыльца ели (50—80%), значительно меньше встречается пыльца сосны (10—34%). Характерно обильное распространение пыльцы широколиственных пород: вяза (4—17%), липы (1—7%), ольхи (1—5%), березы (1—2%), в виде единичных экземпляров встречается пыльца бука, граба, дуба и клена. Пыльца травянистой растительности и споры мхов присутствуют в ограниченном количестве.

Заключительная стадия существования Кинель-реки характеризуется господством озерных условий. К этому времени относится формирование толщ тяжелых темно-серых и желтовато-коричневых глин с тонкими прослоями, реже линзами тонко-мелкозернистого зеленовато-серого песка с включением вивинита и обугленного детрита, мощностью до 50 м. Спорово-пыльцевой состав этих отложений, выделяемых в самостоятельный чистоопольский горизонт, мало изучен; по данным Л. С. Тузовой, здесь встречена почти исключительно пыльца хвойной древесной растительности. В нижней части преобладающее значение имеет пыльца сосны (26—40%) и ели (25—39%), с незначительным участием пыльцы пихты (2—11%) и кедра (2—4%). Из широколиственных пород обнаружена лишь единичная пыльца дуба. Характерно полное отсутствие пыльцы травянистой растительности и спор мхов и папоротников.

Состав пыльцы свидетельствует о некотором похолодании. В пределах верхнего комплекса осадков, по тем же данным, наблюдается возрастание содержания пыльцы ели (до 55%) и пихты (12%), а также широколиственных пород, и некоторое снижение роли сосны (33%), что указывает на улучшение климата, который становится в это время более влажным и теплым.

Озерные условия, господствовавшие в период накопления этого комплекса осадков, соответствовали, по-видимому, максимальной фазе трансгрессии Болгарского бассейна, усиленной поздней проникшими сюда водами Акчагыльского моря. Постепенность нарастания трансгрессивированного бассейна отражена в разрезе озерных кинельских и сменяющих их морских акчагыльских отложений, залегающих согласно без следов перерыва. Явления размыва наблюдаются лишь в области сниженных коренных массивов, куда заходили воды этого бассейна.

К началу акчагыльской ингрессии древние долины были в значительной степени выкопаны осадками кинельской свиты (до высоты 90 м), представляя в рельефе широкие понижения, глубина вреза которых не превышала на отдельных участках 10 м. В ходе этого длительного процесса трансформации древней Кинель-реки в обстановке частой смены климатических условий (сухих, холодных и теплых, влажных) происходило формирование склонов долины последней, сопровождавшееся образованием мощного делювиального чехла, остатки которого прослежива-

ются рядом скважин в пределах склонов водораздельного массива Камы и Белой.

Воды акчагыльского бассейна, заполнив долину кинельской Палео-Камы, перекрыли сниженные части прилегающих к ней водоразделов, в пределах которых отложения этого бассейна прослеживаются на высоте 145—150 м.

В окраинных частях бассейна в области мелководного шельфа происходит накопление прибрежных осадков, представленных галечниками, песками и пресноводными отложениями лиманно-старичного типа. Прослеживая характер распределения осадков этого комплекса, можно наметить несколько стадий отступления данного морского бассейна и границы его распространения в ходе этого сокращения. Один из уровней стояния акчагыльского бассейна прослеживается на высоте около 145 м. Осадки, соответствующие этому времени, представлены в основном песками и галечниками в районе Сутузово и Кемуть в долине среднего течения Камы и близ с. Дюртилей (пос. Аргамак) в долине Белой, где они приурочены к выровненным платообразным поверхностям прилегающих коренных массивов.

Последующий спад уровня вод этого бассейна завершился выработкой новой береговой полосы на высоте 120 м, сопровождавшейся накоплением в ее пределах песков и галечников. Остатки этой древней прибрежной части прослеживаются в районе Барсуково, где покрывающие их галечники образуют бронирующий слой, предохранявший нижележащие осадки от размыва. Благодаря этому сложенный ими участок оказался несколько приподнятым в рельефе. К этому времени морской бассейн распадается на ряд лагун и озер, в пределах которых шло накопление тонких темно-серых глин с бедной пресноводной фауной, мощность которых достигает 25 м. Осадки этого комплекса, выделенные Г. И. Горецким в бикляньский горизонт, прослеживаются преимущественно на высоте 100—120 м.

Климатические условия этого времени были весьма близки к условиям предыдущей эпохи. Согласно данным спорово-пыльцевого анализа Л. С. Тузовой, в это время преобладала хвойная древесная растительность, среди которой господствовали сосна и ель. Содержание пыльцы сосны составляло 47%, ели — 40%, в значительно меньшем количестве встречена пыльца пихты (8%) и травянистой растительности — всего 11%.

После ухода вод акчагыльского моря осушившееся дно его представляло обширную поверхность с отметками 100—105 м, покрытую осадками этого бассейна. Максимальная мощность их была приурочена к остаткам древней погребенной долины Кинель-реки, где она достигает 10, реже 25 м. На остальной территории района в области сниженных коренных массивов мощность их была, по-видимому, незначительна и здесь они впоследствии были в значительной степени уничтожены процессами размыва, связанными с заложением новой гидрографической сети в конце плиоцена. Следы этого размыва являются окатанные и раздробленные раковины морской акчагыльской фауны (*Avicula* и *Cardium*), встречаемые в подошве песчано-глинистых отложений этого времени.

В пределах этой обширной выровненной поверхности в конце плиоцена происходит заложение гидрографической сети домашкинского времени, реки которой имели базисом эрозии, по-видимому, остаточные озерные бассейны регрессировавшего моря на отметках 100—105 м.

Восстановление контуров домашкинской речной сети крайне затруднительно в силу пятнистого распределения осадков этого времени, в

значительной степени уничтоженных размывом, и возможно лишь на основании изучения пространственного размещения аллювиальных комплексов отложений и маркирующих гравийно-галечных горизонтов размыва.

Благодаря наличию этих горизонтов, играющих роль бронирующих покровов, в рельефе хорошо сохраняются остатки выровненных платообразных коренных массивов, представляющих бывшее ложе древней речной сети. Консервации этих поверхностей благоприятствовало также накопление в их пределах субэраляльных отложений типа покровных суглинков, образующих здесь своеобразную надстройку. Высота этих поверхностей определяется степенью сохранности залегающих в их пределах домашкинских отложений и мощностью суглинистого покрова. Она колеблется от 100 (там, где сохранился лишь базальный горизонт) до 120 и более метров, где осадки этих комплексов получили более широкое распространение для высокого уровня и от 85—90 до 130 м, в зависимости от тех же причин — в области низкого.

Начальная стадия заложения речной сети сопровождалась накоплением аллювиальных осадков, остатки которых в виде гравийно-галечного горизонта размыва хорошо сохранились до настоящего времени в области коренных массивов на высоте 100—105 м. Остатки этих древних поверхностей, представляющих высокое цокольное основание речной террасы домашкинского времени, прослеживаются вдоль левого берега Камы (район Адаево, Ташкиново) и Белой (район Андреевки, Вознесенки и Бирска).

Последующее развитие речной сети в конце плиоцена сопровождалось новым эрозионным врезом до отметок 85—90 м. К этому времени относится образование нового террасового уровня, в строении которого значительное участие принимают темно-серые глины и суглинки фации стариц. Наличие этих отложений свидетельствует о замедлении эрозионных процессов, на что указывает также незначительный по мощности базальный горизонт в основании аллювиального комплекса пород. Это связано, по-видимому, в значительной степени с распространением в это время в долине Нижней Волги апшеронской трансгрессии. Созданный ею подпор нашел отражение и в пределах долины Камы. Останцы этой древней цокольной террасы известны в районах Икского устья. Там Ямалы и Николо-Березовки. Наиболее хорошо выражен в рельефе останец у Икского устья, верхняя часть которого сложена галечниками базального горизонта этого аллювиального комплекса.

Таким образом, развитие гидрографической сети к концу плиоцена характеризуется постепенным затуханием эрозионных процессов, в силу чего речные долины этого времени отличаются незначительной глубиной вреза и слабой разработанностью долин. Широкое площадное распространение домашкинских аллювиальных отложений, наряду с указанными особенностями строения вмещающих их долин, свидетельствует, по мнению В. В. Богачева, о наличии в это время больших паводков, сопровождавшихся значительными по размерам разливами рек.

Эти паводки способствовали накоплению пойменного аллювия на значительных площадях и, по-видимому, большой мощности. Данные аллювиальные осадки в совокупности с формирующимися в пределах прилегающих склонов делювиальными отложениями послужили при наличии благоприятных климатических условий исходным материалом для накопления покровных суглинков, являющихся своеобразным аналогом сыровых отложений Высокого Заволжья. Этот комплекс субэраляльных отложений получил широкое распространение в пределах высоких выровненных водораздельных массивов междуречья Камы и Белой, а так-

же в области левобережий обеих этих речных систем, где они венчают останцы древних террас. Климатические условия этого времени, судя по богатой семенной флоре с *Tgara sp.*, были благоприятными.

В течение последующего четвертичного периода происходит дальнейшая перестройка гидрографической сети. Основными факторами, определяющими характер этих изменений, явились неоднократные оледенения в пределах близлежащих районов, размеры и интенсивность которых в значительной степени влияли на гидрологический режим существовавших в то время речных бассейнов и соответственно на мощность и фациальные особенности отлагавшихся в долине осадков.

Сокращение первого из древних ледниковых покровов в начале нижнечетвертичного времени (по-видимому, окского) сопровождалось поступлением в бассейн Камы талых вод и накоплением в пределах долин своеобразной толщи осадков перигляциальной формации (термин Г. И. Горецкого), перекрывающей отложенный здесь ранее рекой комплекс аллювиальных образований. Позднее, в связи с общим поднятием территории, намечается активизация эрозионных процессов, приведшая к новому углублению долин. Новый врез сопровождался формированием речной террасы (IV надпойменной), носящей тот же цокольный характер, но в отличие от предыдущих террасовых уровней домашкинского времени, обладающей значительно большей мощностью (40—50 м) и сложным строением слагающих ее отложений. Отмеченные особенности связаны с накоплением здесь половодно-ледниковых осадков перигляциальной формации, отличающихся отсутствием закономерного сочетания фаций, присущих нормальному аллювию (крайне слабое развитие фации размыва и полное отсутствие периферийно русловой и старичной фаций) и наличием своеобразной конхилиофауны стоячих водоемов с примесью наземных видов. Эрозионный врез достигал отметок 65—70 м в нижней и 82—85 м в верхней частях водохранилища. Характер формирования и условия распределения этого террасового уровня в пределах рассматриваемой территории определяются в значительной степени рельефом последней. Наличие обширных выработанных, по-видимому, процессами абразии проницкого сюда акчагыльского бассейна коренных массивов в области левобережья долины Камы и Белой с отметками 100—120 м, а также отсутствие четко выраженной асимметрии в строении долины нижнего течения Камы мало способствовали накоплению аллювия IV надпойменной террасы в пределах рассматриваемой территории.

Остатки этой террасы сохранились в настоящее время в районах Набережных Челнов и Николо-Березовки, где отметки поверхности их достигают 120—140 м. Почти полное отсутствие палеонтологических и палеофлористических данных не позволяет дать характеристику климатических условий этого периода. Согласно данным спорово-пыльцевого анализа Г. Н. Лисицыной, широкое распространение в это время получила таежная растительность.

После окончания формирования IV надпойменной террасы начинается новая перестройка речной сети, связанная с общим поднятием территории, максимальным для всего четвертичного периода. Поднятие сопровождалось усилением эрозионных процессов, приведшим к значительному переуглублению долины Камы. К этому времени относится заложение нижнечетвертичной Пра-Камы, формирование аллювия которой происходило, по-видимому, в межледниковую эпоху окского оледенения. Глубина вреза Пра-Камы достигла в области нижнего течения (Наб. Челны) +18, +20 м. Выше, по долине Камы, где это переуглубление прослежено до устья Белой, и в области нижнего течения последней

оно менее значительно. Базальный горизонт, соответствующий этому врезу, вскрыт здесь буровыми скважинами непосредственно под ложем поймы и прилегающих к ней надпойменных террас на отметках 40—50 м. В пределах долины среднего течения Камы аллювий, слагающий это переуглубление, по-видимому, размыт последующими циклами речной эрозии. Остатки его были встречены в районе Сайгатки (остров Костоватый) на отметках +56, +57 (данные Мещерской партии Всесоюзного гидрогеологического треста). Имеющийся буровой материал свидетельствует о более значительном уклоне вновь заложенного речного русла. В ходе этого переуглубления происходило формирование нового аккумулятивного террасового уровня, который, однако, не нашел отражения в современном рельефе, будучи погребен под более поздними осадками в нижней части водохранилища и размыт в верхней.

Эпоха формирования аллювиальных отложений этого времени, выделяемых Г. И. Горецким под названием венедской свиты, носит, согласно данным спорово-пыльцевого анализа Л. С. Короткевича, признаки похолодания. Пыльца указывает на угнетенность, встречаются холоднлюбивые *Betula pampa* и *Selaginella selaginoides*. В это время получила распространение темнохвойная еловая тайга с единичными представителями широколиственных пород (липа, дуб, вяз).

Накопление этого аллювиального комплекса сопровождалось выполнением переуглубленной долины Пра-Камы до отметок 60—70 м в нижней части долины реки. Значительная часть венедской свиты была затем размыта в процессе формирования III надпойменной террасы реки, в силу чего отложения пойменной фации, достигавшие, по-видимому (по аналогии с IV надпойменной террасой), большой мощности, отсутствуют в разрезах скважин.

Выше по Каме и в долине нижнего течения Белой отложения этой свиты, в связи с быстрым нарастанием подъема ложа, были в значительной степени размыты при формировании последующих аллювиальных комплексов, и к настоящему времени сохранились по большей части лишь пески и гравийно-галечный слой фаций русла и размыва.

Последующий этап истории формирования речной сети охватывает среднечетвертичный отдел, в течение которого оформились основные черты рельефа и определился характер речных долин. Основным фактором, наложившим отпечаток на условия рельефообразования и направление и интенсивность основных физико-геологических процессов, явились днепровское и московское оледенения, размер и влияние которых были максимальными за весь четвертичный период. Наличие этих оледенений, располагавшихся в непосредственной близости от рассматриваемого района, нашло отклик в его пределах, определив особенности климатических условий, гидрологического режима и характер осадко-накопления. В этот период здесь в пределах различных геоморфологических элементов шло накопление новой толщи перигляциальных осадков: половодно-ледниковых в долинах рек и делювиальных в области прилегающих склонов водоразделов.

После окончания окского оледенения в последующую ливинскую межледниковую эпоху отмечается новое поднятие территорий и усиление эрозионных процессов. К этому времени относятся регрессия хазарского морского бассейна и заложение новой долины среднечетвертичной хазарской Пра-Камы, глубина вреза которой была значительно меньше предыдущего (до отметок 36—40). Формирование аллювия хазарской Пра-Камы и ее притоков протекало, согласно спорово-пыльцевым исследованиям Л. С. Короткевича, в более благоприятных климатических условиях, чем в межстадальную венедскую эпоху. Темнохвойная тайга

меняется в это время елово-сосновым лесом со значительным участием лиственных пород (липа, дуб, вяз, береза, ольха) и лесостепью, где получили распространение лебедовые, полынь и разнотравье. Для перекрывающего их комплекса половодно-ледниковых отложений характерно преобладание пыльцы травянистой растительности (лебедовые, полынь), указывающее на наличие приледниковой степи с участками смешанного леса (сосна, береза). Состав фауны моллюсков, мелкой, тонкостенной, со всеми признаками угнетения, указывает на существование временных водоемов в условиях холодного климата.

Наличие мощной толщи половодно-ледниковых осадков перигляциальной формации, выполняющих долину Пра-Камы и ее притоков до высоты 100 м, в значительной степени препятствует восстановлению отдельных страниц истории развития долины и характерных особенностей ее морфологии. Наряду с этим в области склонов и прилегающих водоразделов широкое развитие получили денудационные процессы, в силу чего в бортовых частях долины в зоне примыкания делювиальных отложений.

Наиболее полно последовательность процесса формирования долины хазарской Пра-Камы запечатлена в разрезе выполняющего ее комплекса осадков и в строении террас, лучше всего прослеживаемых в долине Средней Камы. На участке нижнего течения Камы эти террасы в значительной части уничтожены размывом и сохранились преимущественно в устьевых частях открывающихся здесь притоков. Формирование III надпойменной террасы в пределах водохранилища происходило в условиях непрерывного смещения русла Камы в сторону высокого правобережья. В разрезе ее наблюдается постепенный уклон постели аллювия к реке и как зеркальное отражение этого уклона — снижение поверхности террасового уровня в том же направлении. Некоторое выравнивание ложа долины намечается только ниже Буя, где базальный горизонт этой террасы имеет лишь незначительный уклон к реке.

Развитие долины и формирование III надпойменной террасы в это время протекало, по-видимому, в два этапа, нашедших отражение в сложном, двучленном строении не только в геологическом, но и в геоморфологическом отношении. Здесь имеет место наличие двух различных по возрасту и генезису комплексов осадков и двух разновысотных ступеней. Образование последних тесно связано с длительной стадией расширения долины. Соотношение ступеней укладывается в рамки различия высокой и низкой поймы реки и связано отнюдь не с усилением донной эрозии, а с особенностями половодно-ледникового режима водотока и его изменением в процессе их формирования. Разница в высотном отношении этих уровней достигает 10, а местами за счет развития эоловых процессов — 15 м. При этом необходимо отметить постепенность переходов данных уровней в местах их сочленения и, как следствие, условность выделения их в рельефе. Наличие двух уровней этой террасы, условия и характер их распределения в пределах долины реки объясняются, по-видимому, в значительной степени четковидным строением последней. Это отражается на режиме реки и соответственно на условиях аккумуляции. В пределах суженных участков долины реки наблюдаются увеличение живой силы речного потока и его способности транспортировки материала, а в расширенных — потеря этой силы и создание условий, благоприятных для аккумуляции. Таким образом, выделение ступеней, ввиду редкой сети скважин в пределах разведанных поперечников, носит в значительной степени условный характер и производится исходя, в основном, из морфометрических данных и различной мощности осадков

половодно-ледниковой фации, за счет которой и происходит, главным образом, разница высотного положения этих двух уровней (85—90 м для низкого, 95—100 м — для высокого). В конце московского оледенения талые воды покрывали, по-видимому, оба уровня этой террасы. Начавшийся затем спад талых вод сопровождался изменением гидрографического режима данной речной системы. Паводковые воды реки не выходили более за пределы формирующейся высокой поймы, где и отлагались теперь приносимые ими наносы, в то время, как в области более высокого уровня происходит накопление делювиальных отложений, формирующихся на прилежащих склонах.

О масштабах этого процесса свидетельствуют мощные толщи делювия, выполняющие древние эрозионные понижения в области междуречья Камы и Белой (район Актанышбашево). В результате интенсивного развития денудационных процессов, протекавших в условиях сухого холодного климата приледниковой степи и разреженного растительного, преимущественно травянистого, покрова, прилегающие к этим террасам склоны водораздела обычно сильно выположены, а прорезающие их овраги несут следы омоложения за счет развития эрозионных процессов в толще выполняющих их рыхлых отложений.

К концу среднечетвертичного отдела относится также, по-видимому, некоторая перестройка гидрологического режима внутри бассейна Камы, в результате которой роль Белой в формировании общего стока несколько ослабевает, и этот основной приток Камы на этом участке испытывает подпор со стороны последней. В связи с этим намечается также изменение направления смещения русла Белой в пределах долины. Если в течение всей предшествующей истории развития долины Белой русло реки под влиянием сил Корнолиса испытывало смещение в основном в сторону правого берега, то, начиная с момента формирования низкого уровня III надпойменной террасы, в результате возросшего влияния Камы, перемещение происходит в обратном направлении — к левому берегу.

Много неясного представляет до настоящего времени также история формирования гидрографической сети в течение следующего верхнечетвертичного отдела. К этому времени относятся последние оледенения четвертичного периода — калининское и осташковское и хвалынская трансгрессия в области нижнего и среднего Поволжья. Указанные события нашли более слабое отражение в характере рельефообразующих процессов и в тесно связанных с ними условиях осадкообразования, тем более, что протекали в основном на значительном удалении от рассматриваемого района в обстановке затухания колебательных движений.

К началу верхнечетвертичного отдела относится, по-видимому, новая, значительно уступающая по масштабам, по сравнению с предшествующими отделами, перестройка речной сети, связанная с незначительным углублением долин главных рек и протекавшая в условиях некоторого подпора водами трансгрессировавшего хвалынского бассейна. В этой обстановке происходит накопление нового комплекса аллювия. В этой обстановке происходит накопление нового комплекса аллювия, отличающегося от предыдущих нормальным сочетанием фаций без перетрофированного горизонта пойменного аллювия за счет наложения половодно-ледниковых отложений. Это связано, по-видимому, с меньшими масштабами оледенения и удаленностью области его распространения от данного района.

Весь ход процессов, связанных с формированием II надпойменной террасы как элемента рельефа, протекал в пределах уже существовавшей долины хазарской Пра-Камы, не выходя за ее границы. Накопление аллювия в условиях существовавшего подпора протекало преимуще-

ственно в долинах впадающих в Каму притоков и в пределах несколько приподнятого участка среднего течения Камы, выше Буя.

II надпойменная терраса известна также и выше по Каме в пределах граничащего с рассматриваемым районом Воткинского водохранилища, где глубина вреза ее достигает 64—65 м. Согласно спорово-пыльцевым данным для этих верхних районов Г. Н. Лисицыной, формирование аллювия II надпойменной террасы протекало в условиях господства темнохвойной тайги. Преобладающим распространением в отложениях этого комплекса пользуется пыльца ели и сосны с незначительной примесью липы, указывающая на некоторое похолодание, относящееся, по-видимому, к концу межледниковой эпохи (микулинской). Этот спорово-пыльцевой спектр хорошо согласуется с данными анализов для II надпойменной террасы в долине Нижней Камы в районе Атабаево и Мысы, где по данным, приводимым А. И. Москвитиним, отмечается также значительное преобладание таежной растительности. Основанием для выделения II надпойменной террасы в долине Камы и в области нижних течений впадающих в нее притоков является высотное положение ее поверхности над урезом реки (17—20, реже, в местах налегания делювиального шлейфа — 23 м, в долинах притоков значительно меньше — 10—12 м), отсутствие половодно-ледниковых отложений и наличие эрозионного вреза отсуже ниже уреза реки. Глубина последнего по отношению к урезу достигает в долине Средней Камы, где III надпойменная терраса приобретает цокольный характер, 2,5—4,5 м.

Характерной особенностью строения этой террасы является наличие мощного делювиального шлейфа в ее пределах в долинах притоков, благодаря чему этот уровень оказывается в значительной степени погребенным и не всегда четко выражен в рельефе. Наличие этой надстройки из делювиальных отложений может быть объяснено, помимо благоприятных для развития денудационных процессов климатических условий, влиянием подпора со стороны главной реки (в данном случае Камы). Об этом свидетельствуют прослои торфа и старичных отложений, прослеживаемые обычно в разрезе данной террасы. За счет этого подпора происходило значительное расширение устьевых частей притоков, приобретающих форму своеобразных эстуарий. Руслу притоков описывали в нижних частях своих долин большое количество меандр и излучий, одновременно смещаясь в направлении течения главной реки под напором вод последней и при значительном влиянии сил Кориолиса в правобережной части долины Камы. Перемещение подпертых русел рек сопровождалось подмывом берегов долины притоков, в результате чего в пределах их происходили оползневые смещения и обрушения. Перемещавшиеся к основанию склона сползшие рыхлые массы играли роль своеобразных контрфорсов, препятствовавших дальнейшему смещению русла и сопряженному с ним подмыву берегового склона. При размыве этих масс в подпертые водотоки поступало большое количество мелкозернистого материала, принимавшего затем участие в строении формирующихся после спада воды террас и в их консервации.

Небольшие участки этой террасы прослеживаются в долинах Тоймы, Ижа, Ика, Камбарки, Буя, а в пределах долины Камы — лишь выше устья Буя, где, по-видимому, выклинивался подпор, но выделение ее здесь носит в значительной степени условный характер.

Делювиальные процессы получили в это время относительно меньшее распространение благодаря широкому развитию древесной растительности. Некоторая активизация их наблюдалась лишь в долинах притоков, главным образом за счет подмыва склонов и интенсивного

плоскостного смыва в области последних, что и определяло условия накопления сносимого к их основанию рыхлого материала.

Вторая половина верхнечетвертичного отдела знаменуется последним оледенением, получившим, по схеме Москвитина, название ошайковского. Сокращение его сопровождалось новым поступлением талых вод в бассейн Камы и незначительным подпором реки за счет, по-видимому, нижнехвалынской трансгрессии. Наличие этого подпора нашло отражение в строении формирующегося в это время аллювиального комплекса, содержащего обычно прослой торфа.

Характерное для всего этого отдела постепенное затухание амплитуды колебательных движений определило условия формирования I надпойменной террасы, врез которой был близок к предыдущему. Однако, в отличие от II террасы, этот уровень получил в бассейне Камы более широкое распространение. Второй отличительной особенностью является четкость перегиба в местах сочленения I надпойменной террасы с прилегающими коренными склонами, что находится в тесной связи с затуханием процессов денудации и, как следствие, со снижением интенсивности делювиообразования, в результате изменения климатических условий. Последнее нашло отражение и в характере спорово-пыльцевого спектра, в нижней части которого наблюдается преобладание пыльцы хвойной растительности со значительным участием сосны, ели и пихты, а для верхней, наряду с елью, характерно присутствие в большом количестве ольхи и липы. Наличие этой древесной растительности способствовало замедлению процессов смыва и сноса в пределах склонов и накоплению делювия в основании последних.

Незначительная амплитуда эрозионного вреза и отсутствие условий, способствующих увеличению мощности слагающих террасу осадков за счет образования своеобразной надстройки из половодно-ледниковых или делювиальных отложений, отразились на формировании этого уровня. Накопление слагающего его аллювия протекало в процессе аккумулятивной деятельности речного потока, особенности гидрологического режима которого обусловили характер осадконакопления и основные черты морфологии данного уровня.

Определяющее влияние гидрологического режима реки не утратило своего значения до настоящего времени, благодаря чему I надпойменная терраса близка по условиям своего формирования к современной высокой пойме. Это является, по-видимому, вполне закономерным, учитывая общую тенденцию затухания колебательных движений земной коры в конце четвертичного периода и близкий характер климатических условий эпохи формирования I надпойменной террасы и поймы. Все это нашло соответствующее отражение в морфологии, строении и соотношении врезов этих двух уровней, выделение которых носит зачастую условный характер.

Пойма реки, характеризующая заключительный этап развития речных долин, формировалась в относительно недавнем прошлом (возраст ее высокого уровня по определениям археологов не превышает 4 тысяч лет). Несмотря на исчезновение ледникового покрова на территории Европейской части Союза, климатические условия эпохи ее формирования являлись малоблагоприятными. Для спорово-пыльцевого спектра этого времени характерно преобладание травянисто-степной растительности, среди которой встречались островки березовых лесов, одним из видообразующих пород которых была холодолюбивая *Betula nana*. Следует лишь отметить, что ввиду указанной выше близости между I надпойменной террасой и поймой, эта характеристика утрачивает в

какой-то степени черты индивидуальности, присущие той или иной эпохе, и является несколько осредненной.

Таким образом, для всего верхнечетвертичного отдела характерно определенное сходство условий, в которых протекала деятельность реки. Это находится в тесной связи с уменьшением роли таких ведущих факторов, как оледенения, имевшие определяющее значение для условий накопления четвертичных отложений и развития сопутствующих им форм рельефа, как речные террасы. Большую роль при этом играли также тектонические колебательные движения, определившие весь поступательный характер протекавших здесь процессов эрозии и аккумуляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананова Е. Н. Флора и растительность нижнего течения Камы в среднем плейстоцене (по данным паликологического анализа). Ботанический журнал, т. 41, № 7, 1956.
2. Горецкий Г. И. О возрасте древних аллювиальных свит антропогена, погребенных в долинах Волги и Камы. Доклады Академии наук СССР, 1956, т. 110, № 5.
3. Горецкий Г. И. О нижней границе четвертичного периода. Бюллетень Московского общества испытателей природы, т. XXXI(4), 1956.
4. Кирсанов Н. В. О балаханском ярусе в составе плиоцена Татарии. Известия Казанского филиала Академии наук СССР, серия геологическая, в. 3, 1955.
5. Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В. и др. Закономерности размещения и пути использования строительного минерального сырья на востоке Татарии для нужд нефтяных районов и сооружения Нижнекамской ГЭС. Труды Казанского филиала Академии наук СССР, серия геологическая, в. 4, 1957.
6. Наливкин В. Д. и др. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника. Груды Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведывательного института (ВНИГРИ), вып. 100, новая серия, 1956, Ленинград.

Е. Ф. СТАНКЕВИЧ

ОБ УСЛОВИЯХ ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ ВОДОНОСНЫМИ ГОРИЗОНТАМИ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАТАРСКОЙ АССР

Предлагаемая работа касается только части большой гидрогеологической проблемы — выяснения условий формирования подземных вод в палеозойских отложениях Татарской АССР. При рассмотрении взяты гравитационные воды, заключенные преимущественно в палеозойских отложениях и находящиеся в естественных условиях. Нарушения гидродинамического режима, вследствие эксплуатации нефтяных месторождений и подземных вод, не рассматриваются.

По условиям и характеру водообмена, скорости движения, времени обновления, процессам формирования солевого состава подземных вод, выделяются три гидрогеологических комплекса: верхний, средний и нижний.

Под верхним гидрогеологическим комплексом подразумеваются водоносные и водоупорные слои различного возраста, лежащие выше местных базисов дренирования, которыми являются реки и крупные озера. Для него характерны ненапорные воды. Последние чаще всего имеют свободный сток к понижениям рельефа. Воды маломинерализованные, пресные. Сухой остаток большей частью не превышает 0,6—1,0 г/л. Скорость водообмена значительная и может исчисляться годами.

Отметки пьезометрических уровней снижаются к дренирующим впадинам. У низжезалегающих водоносных горизонтов они обычно бывают меньше, чем у вышележащих, в связи с чем при соединении этих горизонтов вышележащие будут дренироваться нижележащими, как это показано на рисунке 1.

С примерами подобной взаимосвязи мы встречаемся очень часто. Это может иметь место всюду, где выше местного базиса дренирования имеется несколько водоносных горизонтов, как, например, по всему правобережью Волги в пределах Татарской республики. По данным А. В. Миртовой и П. В. Дмитриева [1], на территории машинно-тракторной станции в г. Тетюши в 1 км от Волги на высоком берегу была пробурена скважина, которая выше уреза реки пересекла свыше четырех водоносных горизонтов. «Однако ни один из них не вскрывается не только в береговом уступе, но и боковых оврагах» (стр. 97). Как показано на рис. 4 упомянутой работы Миртовой и Дмитриева [1], стр. 98), вода этих водоносных горизонтов, подходя к высокому береговому уступу в зоне выветривания, по трещинам дренируется самым нижним горизонтом, со-выветривания, по трещинам дренируется самым нижним горизонтом, со-общающимся с Волгой. Другим хорошим примером такого вида взаимо-

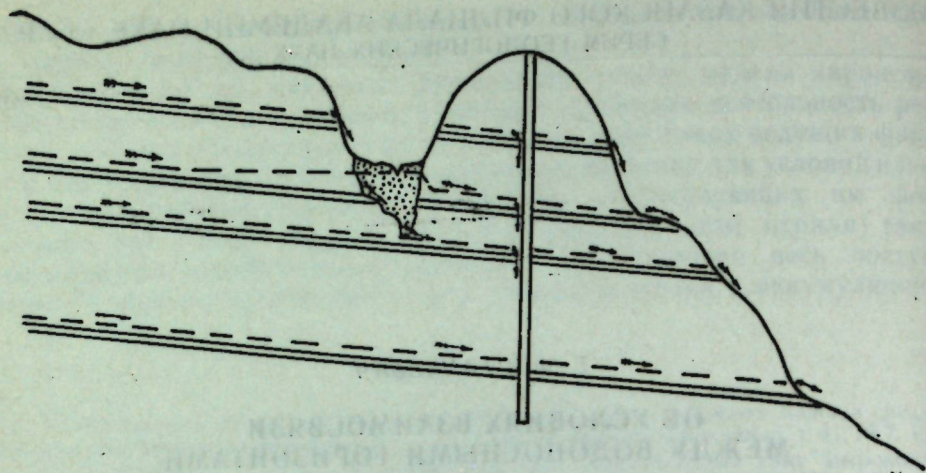


Рис. 1. Водоносные горизонты и характер их взаимосвязи в верхнем гидрогеологическом комплексе.

связи водоносных горизонтов может служить Акташский карстовый провал, расположенный около Альметьевска. Водоносный горизонт в верхнеказанских отложениях, обнаженный в провале, имел глубину статического уровня воды на 12 м ниже поверхности. Вода выходит в провал и просачивается вниз в более глубоко лежащие сакмаро-артинские слои, причем уровень воды в провале обычно стоит на 10—14 м ниже статического уровня верхнеказанского горизонта. В первое время там наблюдался прямой переток воды верхнего горизонта в нижний, а уровень воды в воронке составлял 26 м от поверхности земли.

Средний гидрогеологический комплекс находится ниже уровня местных базисов дренирования и представляет собой, так же, как и верхний, комплекс переслаивающихся водоносных и водоупорных пород. К нему приурочены напорные воды, у которых величина напора возрастает с глубиной залегания водоносных пород. Пьезометрические поверхности так же, как и в верхнем гидрогеологическом комплексе, имеют наклон к дренирующим артериям. По степени минерализации воды среднего гидрогеологического комплекса в Татарии могут быть как пресными, так и солеными. Чаще всего с глубиной происходит резкое возрастание степени минерализации, достигающей 20—30 г/л. Можно предполагать, что резкое увеличение минерализации подземных вод в нижней части среднего гидрогеологического комплекса в наибольшей степени зависит от увеличения длины пути воды между областью питания и областью дренирования, а также от уменьшения скорости движения воды (напорный градиент у нижележащих водоносных горизонтов обычно имеет меньшее значение, чем у вышележащих, как это было обнаружено во время работ на карст у г. Альметьевска), что в конце концов приводит к увеличению времени водообмена. Вместе с тем следует отметить, что с увеличением минерализации воды меняется и состав растворенных солей, а в зависимости от этого—характер и скорость взаимодействия подземных вод с водовмещающими породами. Скорость водообмена сильно колеблется и, вероятно, в одних случаях может измеряться десятками и сотнями лет, а в других—сотнями тысяч и даже десятками миллионов лет.

Отметки статического уровня самого верхнего водоносного горизонта среднего гидрогеологического комплекса на участке дренирования, обычно, очень близки к отметкам поверхности воды в дренирующей артерии.

На его положение оказывает очень большое влияние водопроницаемость пород на участке дренирования. Чем хуже водопроницаемость, тем больше разность между отметками уровня подземной воды и воды в дренирующей реке. В связи с большей затрудненностью дренирования глубже залегающих водоносных горизонтов, как это наблюдалось во время буровых работ в долинах Волги, Камы, Вятки и их главных притоков: Шешмы, Зая, Ика и др., их статические уровни будут выше, чем у подземных вод в водоносных горизонтах, лежащих ближе к земной поверхности.

Очень часто, как это показали данные бурения, в долинах рек статический уровень воды в нижних водоносных горизонтах устанавливается выше поверхности земли, что фиксируется самоизливом скважин. Увеличение напора с глубиной в пределах среднего гидрогеологического комплекса наблюдалось в скважинах, описанных М. Э. Ноинским у д. Утяково, в долине Киндерки у д. Киндери, у с. Масловки [2]. В районе г. Казани во время инженерно-геологических работ, проведенных Управлением строительства Куйбышевского гидроузла (10-я инж.-геол. партия) в 1938—1940 гг. в долине р. Казанки в четвертичных отложениях было вскрыто 2 водоносных горизонта, разделенных слоем плотных пылеватоиллистых тяжелых суглинков и глины темно-серого цвета, выклинивающихся (или размытых) вблизи русла Казанки. Если зеркало верхнего водоносного горизонта, подпираемого р. Казанкой, в пределах неовюрмской террасы и частично поймы находилось на глубине 0,5—2,0 м и имело абсолютные отметки от 50 до 52 м (в пределах «северной дамбы» обвалования), то пьезометрический уровень второго горизонта часто был выше дневной поверхности на несколько метров и имел абсолютную отметку пьезометрической поверхности 52—55 м. Двадцатиметровая скважина, пробуренная в пойме у д. Савиново, дала самоизлив, который продолжался и после подъема обсадных труб. Водой этого искусственного «родника» долгое время пользовалось население деревни. Подобные случаи фонтанирования в долине Казанки отмечались неоднократно.

Самоизлив воды в скважине в долине р. Камы у Чистополя выше оврага Ржавец был отмечен в 1937—1938 гг. Е. Ф. Станкевичем, позже там же, но выше по течению, наблюдался самоизлив воды из этих же отложений в скважине треста «Татнефтегазразведка». Подобных случаев по Татарии и другим местам можно было бы привести еще много.

В общем, при соединении водоносных горизонтов среднего гидрогеологического комплекса может наблюдаться два случая их взаимодействия в зависимости от высотного положения областей питания. В первом случае, в соответствии с положением статического уровня, переток воды будет идти из нижележащих водоносных горизонтов в вышележащие, как это показано на рис. 2А, или же наоборот, из вышележащих в нижележащие, как представлено на рисунке 2В. Конечно, будут встречаться и смешанные случаи, так как области питания могут занимать различное высотное положение, а также могут быть случаи, когда перетока не будет наблюдаться (в районе пересечения пьезометрических уровней на рис. 2), или же его направление будет меняться в связи с изменением, в силу тех или иных причин, положения пьезометрического уровня. Кроме того, здесь не учитывается различие проницаемости водовмещающих пород, что несомненно отражается на высоте пьезометрической поверхности.

Границу между верхним и средним гидрогеологическим комплексами, по-видимому, следует проводить по условной линии, разделяющей два водоносных горизонта, у одного из которых подошва располагается

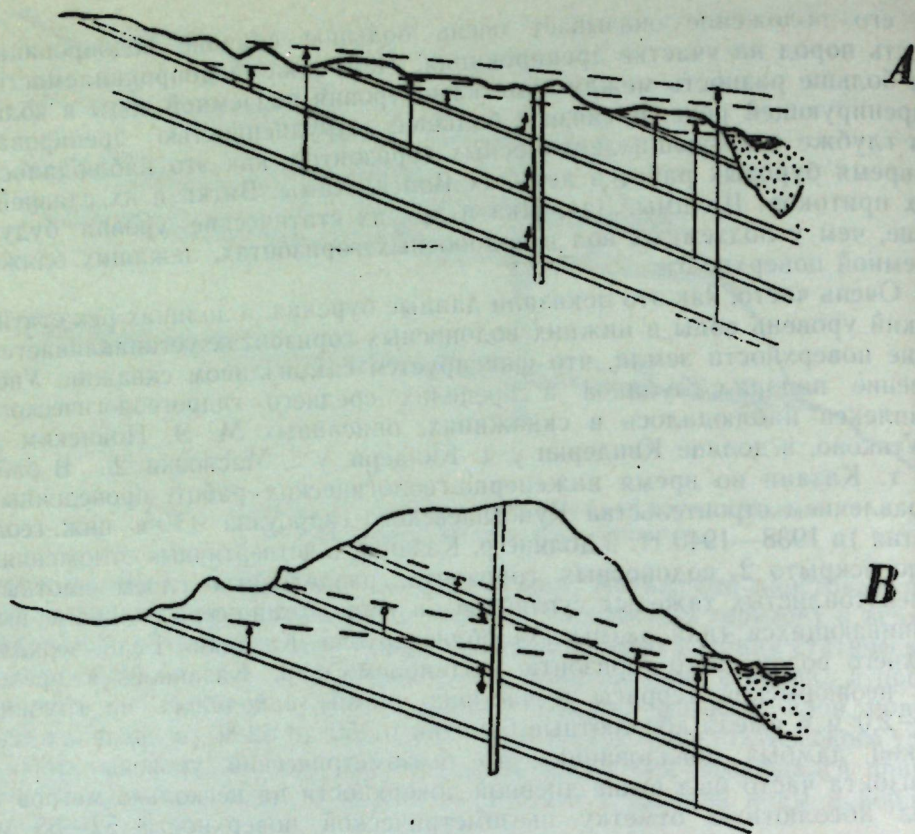


Рис. 2 Водонесные горизонты и характер их взаимосвязи в среднем гидрогеологическом комплексе.

выше, а у другого—ниже межениного уровня дренирующей реки или озера. Но это положение, вероятно, справедливо лишь только в самых общих чертах. На положение этой границы будут оказывать влияние водопроницаемость водонесных пород, а также пород, выполняющих долину реки, и степень заиленности русла, расход реки, мощность и литология аллювия, фактические уклоны русла, глубина вреза долины, условия залегания и степень сохранности пород, слагающих дно и берега реки и пр. Надо признать, что этот вопрос еще не изучен.

К нижнему гидрогеологическому комплексу относятся слои водонесных и водоупорных пород, залегающих на значительной глубине, где уже не чувствуется влияние местных базисов дренирования. Для Татарии глубина залегания границы между средним и нижним комплексом колеблется в пределах нескольких сот метров. В полосе, прилегающей к р. Волге в районе Казани—Камского Устья, она лежит на 150—300 м ниже поверхности поймы, в то время как на водораздельных возвышенных участках глубина залегания ее может достигать 700—900 м (например, район Шугурова).

По степени минерализации воды нижнего гидрогеологического комплекса являются рассолами хлор-натриевого состава. В верхних горизонтах сухой остаток составляет 110—150 г/л. Ниже величина его быстро возрастает, достигая 250—300 г/л, после чего степень минерали-

зации остается более или менее постоянной. Подземные воды с сухим остатком 30—110 г/л в Татарии встречаются редко, причем интервал глубин, занимаемый ими, как правило, очень узок. Есть основания полагать, что в некоторых случаях, когда в подземных водах сухой остаток был определен в 30—100 г/л, на анализ были взяты буровые, разбавленные, а не пластовые воды (например в скважинах района Булдыря). На многих площадях, если судить по данным разведочных работ на нефть, воды с подобной минерализацией отсутствуют (Шугурово, Верхний Услон, Марининский Посад и др.).

В настоящее время представляется наиболее правильным проводить границу между средним и нижним гидрогеологическими комплексами как раз в интервале этого резкого повышения степени минерализации, который для Татарии большей частью соответствует 30—110 г/л сухого остатка. Положение границы между обоими комплексами не обуславливается приуроченностью к каким-либо определенным стратиграфическим горизонтам или выдержанным водоупорам. В большей степени оно зависит от тектонического строения, литологических особенностей, степени трещиноватости, степени гидрогеологической «раскрытости», расчлененности и высотного положения района. В общем можно считать, что граница между средним и нижним гидрогеологическими комплексами ближе к поверхности в наиболее пониженных областях, например, в широких долинах крупных рек и в других значительных понижениях рельефа. На возвышенных же участках, например, в пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности, верхняя граница нижнего гидрогеологического комплекса находится ниже. В общих чертах соблюдается следующее правило: чем выше пьезометрический уровень пресных и соленых вод, тем глубже залегает верхняя граница нижнего гидрогеологического комплекса. По-видимому, давление пресных и соленых вод на водоразделах в какой-то степени компенсируется противодействием рассольных вод нижнего гидрогеологического комплекса, имеющих повышенный удельный вес (1,07—1,10 и выше), по сравнению с пресными и солеными (удельный вес до 1,03), и залегающих на более высоких отметках в пониженных участках. Резкий же скачок в степени минерализации на границе среднего и нижнего гидрогеологических комплексов, вероятнее всего, говорит об отсутствии взаимосвязи между водами обоих комплексов, за исключением редких частных случаев, обусловленных теми или иными геологическими причинами.

Следует также отметить, что возможность дренирования глубинных водонесных горизонтов с минерализованной водой исключается. Это хорошо видно при сравнении пьезометрической поверхности воды водонесного горизонта и уреза воды в дренирующей реке. Так, в районе Шугурова статический уровень подземных вод, приуроченных к угленосной свите нижнего карбона, лежащего обычно на отметках ниже минус 800, имеет абсолютные отметки 20—20,5 м (скв. R-7). Урез же рр. Волги и Камы, которые, по мнению многих гидрогеологов, являются дренами для вод этого водонесного горизонта, еще до постройки Куйбышевской ГЭС находился на 15—25 м выше. Отметки же подземных вод из франских отложений в районе Шугурова и Ромашкина имеют отрицательные значения (минус 11,5—минус 21,5, скв. R-7 Шугурово)—т. е. показывают, что подъем пластовых вод под влиянием гидростатического напора не достигает даже уровня моря.

В качестве доказательства возможности разгрузки подземных вод глубинных горизонтов приводятся выходы источников с соленой водой на дневную поверхность в долине Волги, Белой и др. рек. При этом не

учитывается то обстоятельство, что в долинах рек разгружаются подземные воды среднего гидрогеологического комплекса, минерализация которых для Татарии обычно не превышает 25 г/л, но в других районах может быть значительно выше. Подземные воды нижнего гидрогеологического комплекса имеют минерализацию еще более высокую (выше 100 г/л). Их же пьезометрический уровень, как это было сказано выше, имеет меньшие отметки, чем отметки не только уреза воды, но и зачастую дна реки, т. е. прямая разгрузка их исключается.

Направление перетока воды из одного водоносного горизонта в другой определяется положением статических уровней. Это правило справедливо лишь при условии, если вода обоих горизонтов имеет одинаковый или, по крайней мере, очень близкий удельный вес. В случае, если в сравниваемых водоносных горизонтах будет находиться вода с различным удельным весом, определение характера взаимосвязи может быть произведено только после подсчета величины давления на плоскостях соприкосновения обоих водоносных горизонтов. Для пояснения сделаем следующие расчеты. Допустим, что от поверхности, отвечающей пьезометрическому уровню верхнего горизонта, наблюдается равномерное увеличение удельного веса воды на 0,02 на каждые 200 м до глубины 2000 м. Результаты изменения давления на плоскостях изменения удельного веса и положение статического уровня минерализованной воды приведены в табл. 1.

Как видно из таблицы, темп увеличения давления с глубиной несколько выше, чем темп увеличения глубины. Статические уровни с увеличением глубины падают. Наблюдая за распределением давления в столбах воды с различным удельным весом, с учетом ее статического уровня, нетрудно заметить, что распределение давлений исключает возможность перетока воды из одного слоя в другой. Это можно пояснить примером. Если мы соединим водоносные горизонты, залегающие на глубине 200—400 м (уд. вес воды 1,02) и на глубине 1700—1800 м (уд. вес воды 1,18), то на глубине 400 м будем иметь давление для верхней воды 404 и для нижней 294 кг/см², а на глубине 1700 м — 1730 и 1828 кг/см² соответственно. Эти цифры показывают, что в этом случае вода верхнего горизонта устремится вниз, а нижнего — вверх, в силу разности гидростатического давления. Однако на глубине около 1080 м давление воды обоих горизонтов уравнивается (1095,5 кг/см²) и движение воды приостановится, т. е. перетока воды наблюдаться не будет.

Если же мы сделаем подобные расчеты для случая с более резким и неравномерным возрастанием минерализации и удельного веса, что более отвечает гидрогеологическим условиям юго-востока Татарии, то принципиально картина не изменится (см. табл. 2).

Конечно, в природных условиях картина изменения удельного веса и давления намного сложнее, чем нарисованная нами схема и, вероятно, в природе можно встретить случаи, когда при соединении двух водоносных горизонтов может наблюдаться переток жидкости. Но все же надо думать, что подобные случаи будут исключением, а не правилом. Вместе с этим необходимо отметить, что сопротивление пород фильтрации, которое нами при расчетах совершенно не учитывалось, имеет огромное значение. Чем меньше значение коэффициента фильтрации, тем большее сопротивление будут оказывать водовмещающие породы движению воды и, таким образом, затруднять, а иногда и совершенно исключать возможность перетока воды из одного слоя в другой. Поскольку же разность давлений в соседних горизонтах, возникшая в естественных условиях, не может быть большой, то следует прийти к

Таблица 1

Распределение давления воды различного удельного веса по глубине

Глубина залег. подошвы слоя, м	Удельн. вес воды	Привед. давлен. в метр. столба пресной воды	Статич. уровень воды, м	Давление на подошве слоя в метрах отолба пресной воды для вод с удельным весом										
				1,02	1,04	1,06	1,08	1,10	1,12	1,14	1,16	1,18	1,19	1,20
200	1,00	200	0	200	196	188	176	160	140	116	88	58	42	26
400	1,02	404	4	404	404	400	392	380	364	344	320	294	280	265
600	1,04	612	12	608	612	612	608	600	588	572	552	530	518	505
800	1,06	824	21	812	820	824	824	820	812	800	784	764	756	745
1000	1,08	1040	37	1016	1028	1036	1040	1040	1036	1028	1016	1002	994	985
1200	1,10	1260	55	1220	1236	1248	1256	1260	1260	1256	1248	1238	1232	1225
1400	1,12	1484	75	1424	1444	1460	1472	1480	1484	1484	1480	1474	1470	1465
1600	1,14	1712	98	1628	1652	1672	1688	1700	1708	1712	1712	1710	1708	1705
1700	1,16	1828	124	1730	1756	1778	1796	1810	1820	1826	1828	1828	1827	1825
1800	1,18	1946	151	1832	1860	1884	1904	1920	1932	1940	1944	1946	1946	1945
1900	1,19	2065	169	1934	1964	1990	2012	2030	2044	2054	2060	2064	2065	2065
2000	1,20	2185	179	2036	2068	2069	2120	2140	2156	2168	2176	2182	2184	2185
2200	1,20	2425	179	2240	2276	2308	2336	2360	2380	2396	2408	2418	2422	2425

Распределение давления воды различного удельного веса по глубине

Глубина залег. подош. слоя, м	Удельн. вес воды	Привед. давлен. в метрах столба пресной воды	Статич. уровень воды, м	Давление на подошве слоя в метрах столба пресной воды для воды с удельным весом								
				1,01	0,02	1,03	1,07	1,10	1,15	1,16	1,17	1,18
200	1,00	200	0	200	198	195	179	164	134	127	119	110
400	1,01	402	— 3	402	402	401	393	384	364	359	353	346
500	1,02	504	— 6	503	604	504	500	494	479	475	470	464
600	1,03	607	— 11	604	606	607	607	604	594	591	587	582
700	1,07	714	— 33	705	708	710	714	714	709	707	704	700
800	1,10	824	— 51	806	810	813	821	824	824	823	821	818
900	1,15	939	— 83,5	907	912	916	928	934	939	939	938	936
1000	1,16	1055	91	1008	1014	1019	1035	1044	1054	1055	1055	1054
1100	1,17	1172	— 98	1109	1116	1122	1142	1154	1169	1171	1172	1172
1200	1,18	1290	— 107	1210	1218	1225	1249	1264	1284	1287	1289	1290

выводу, что заметного перетока воды из одного водоносного горизонта в другой в нижнем гидрогеологическом комплексе наблюдаться не может. Таким образом, при решении вопроса об использовании подземных вод для поддержания пластового давления при эксплуатации нефтяных месторождений, нельзя ориентироваться на возможность естественного перетока воды из одного пласта в другой.

В связи с тем, что в нижнем гидрогеологическом комплексе отсутствует водообмен, а значит и горизонтально направленное постоянное движение воды, то нельзя ожидать перетока и в горизонтальном направлении из выклинивающихся водоносных слоев в другие, их замещающие. Однако из этого не следует, что в прошлое время, когда эти пласты находились в других геолого-тектонических условиях, здесь не было движения воды и водообмена. Вместе с тем, следует отметить, что отсутствие водообмена еще не означает отсутствия движения, как это представляют себе многие геологи; «застойность» подземных вод или отсутствие водообмена нельзя путать с отсутствием движения. Последнее наблюдается и в водоносных горизонтах, залегающих на больших глубинах, но проявляется иначе, чем в горизонтах, залегающих выше, и еще совершенно не изучено.

ЛИТЕРАТУРА

1. Миртова А. В. и Дмитриев П. В. Гидрогеологический очерк. Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109-го листа, ч. 2, 1939.
2. Нонинский М. Э. Материалы по гидрогеологии Казанской губернии. Труды по водоснабжению Казанской губернии. Казань, 1917 г.

А. Г. САЛИХОВ

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ К ПОСТАНОВКЕ ПОВТОРНЫХ
ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В ЗАКАМСКОЙ ТАТАРИИ

В настоящее время большая часть территории Волго-Камского края охвачена площадной гравиметрической съемкой. Полученные в результате проведенных работ материалы имеют важное значение в изучении глубинного строения рассматриваемой территории.

Особенно важное значение имеют эти материалы в нефтяной геологии. На основании их теперь стало возможным определять глубину залегания поверхности кристаллического основания и наиболее вероятные зоны расположения структурных поднятий в осадочных образованиях.

Как известно, перспективы нефтеносности обширной территории севернее и западнее Татарского свода все еще остаются неясными. Развитие же нефтяной промышленности требует выявления новых нефтяных и газовых месторождений. В этих целях данные погребенного рельефа и кристаллического основания имеют большое значение. Геофизике принадлежит ведущее место в изучении этого рельефа. Однако удовлетворительные данные о глубинах залегания поверхности фундамента могут быть получены лишь при достаточной точности измерений ускорения силы тяжести, на основании которых составляются гравиметрические карты. Обеспечение точности измерений — первейшая задача геофизиков. Вместе с этим важным вопросом, теперь перед геофизиками, работающими в Волго-Камской области, поставлена задача усовершенствования методов геологической интерпретации гравитационно-магнитометрических данных и уточнения материалов съемок.

В этом отношении по инициативе Геологического института КФАН СССР и Казанской геофизической экспедиции Татарского геофизического треста проводятся новые данные о распределении элементов гравитационного поля в южной части Казанского прогиба, подтверждающие применимость метода определения глубины залегания фундамента. Данные эти получены повторными исследованиями.

Постановка повторной площадной съемки была обусловлена, прежде всего, тем, что в процессе создания опорной сети в Татарии и прилегающих областях выяснились довольно большие расхождения с ранее полученными значениями ускорения силы тяжести. Во-вторых, распределение гравиметрических аномалий на отдельных участках Волго-Камского края не увязывалось с геологическими представлениями.

установленными для большинства аномалий, наблюдаемых на этой территории.

Измерение ускорения силы тяжести на ранее установленных опорных пунктах производилось в процессе полевых съемок в 1954—1955 гг. и, главным образом, в 1956 г. Для этой цели на опорных пунктах «Казань», «Уржум», «Мари-Турек», «Параньга», «Людоговка», в многократных самолетных рейсах и в специальном рейсе, предназначенном для определения цены деления приборов, с эталонированным гравиметром СН-3 № 1846, а также приборами ГАК-3 М определялось значение Δg_n .

Полученные данные позволили уточнить цену деления шкалы микрометров (С) других, использованных в полевых наблюдениях, гравиметров по известной [2] формуле

$$C = \frac{1}{n-1} \sum_{i=2}^n \frac{g_i - g_{i-1}}{S_i - S_{i-1}}, \quad (1)$$

где: g_i и g_{i-1} — значения приращения силы тяжести на пунктах,

S_i и S_{i-1} — отсчеты по шкале гравиметров.

Полученная из многократных наблюдений цена деления шкалы гравиметров ГАК-3 М № 28550 и 3895 соответственно равна 4,57 мгл и 3,89 мгл.

С целью контроля сходимости наблюденных значений силы тяжести некоторых опорных пунктов, созданных здесь ранее различными гравиметрическими партиями, автором настоящей работы и инженером-геофизиком П. П. Петровым, одновременно двумя гравиметрами были произведены повторные наблюдения. Результаты измерения были обработаны по 47 опорным пунктам, полученным после уравнивания.

Наблюденные значения Δg_n , полученные различными гравиразведочными организациями, на опорных пунктах имеют расхождения, достигающие до 7,7 мгл (от уровня данных Казанской партии). Следует заметить, что Δg_n по отношению к измеренным нами, в общем, систематически завышены — по работам партии «Спецнефтегеофизика» и занижены по результатам съемок Туймазинской геофизической экспедиции.

Однако на фоне систематических завышенных Δg_n наблюдаются недопустимые несистематические невязки. Особенно это заметно в работах гравиметрических партий треста «Спецнефтегеофизика». Так, например, расхождения в значениях Δg_n между опорными пунктами «Ст. Юмья» и «Уржум» (район работ партии Спецнефтегеофизики) достигает 5,4 мгл. Невязки же в значениях Δg_n между пунктами «Антоновка» и «Кр. Река» (площадь съемки Туймазинской экспедиции) характеризуются величиной 4,1 мгл. Ясно, что такие погрешности в определении величины ускорения силы тяжести создают значительные фиктивные аномалии. Последние, очевидно, не в меньшей мере входят в распределение аномального поля по рядовым точкам наблюдений. В ряде случаев эти погрешности могут быть усилены за счет ошибок измерений в рядовой сети. В этой связи полезно привести некоторые данные из опыта работ Казанской партии. В полевой период 1954—1955 гг. и особенно 1956 г., было замечено, что на фоне закономерного распределения аномалий (например, интенсивное изменение g_a), характеризующегося достаточным количеством опорных и контрольных точек, значения g_a на отдельных точках (или в 2—3 точках, расположенных вместе) резко отличаются от остальных, характерных для данного участка аномалий. Верные значения g_a на таких сомнительных пунктах были получены

путем повторных измерений. Лишь по причине сомнительности уже измеренных значений g_a , например, в полевой период 1956 года (на площади съемки партии № 5/56 из общего количества 2279 рядовых точек более 200 пунктов были уточнены повторными наблюдениями).

Опыт гравиметрической разведки показывает, что в пределах территории Волго-Камского края, то есть на площадях, где возмущающие массы залегают на глубине более 2 км, локальные аномалии обычно прослеживаются на значительной территории. При этом численные значения горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести не превышают 30—35 Е. Градиенты в шестикилометровой зоне профиля лишь в редких случаях достигают своего предельного значения 37 Е. Отклонение же в распределении поля от пределов, приведенных выше, ставит под сомнение достоверность результатов измерений.

Из сказанного следует, что в тех случаях, когда на фоне плавного изменения гравитационного поля выявляются небольшие по площади аномалии с резко отличными от общего распределения значениями горизонтальных градиентов, такие аномалии подлежат уточнению путем повторных наблюдений (то же самое относится и к отдельным точкам измерения Δg_n).

Анализ гравиметрических материалов, с учетом вышесказанного, позволил нам оценить распределение аномалий в закамской части Татарии и установить здесь участки сомнительного их распределения (А. Г. Салихов, 1956 г.). К последним были отнесены участки Нариманского, Черемшанского, Кызыл-Чишминского максимумов, Пичкасокого минимума, северная часть Мелекесского минимума и ряд других аномалий.

С целью проверки и уточнения распределения аномалий летом 1956 г. одноотрядная гравиметрическая партия на южной части Казанского прогиба проводила повторные наблюдения.

Здесь одновременными наблюдениями с двумя гравиметрами в самолетных рейсах была создана опорная сеть, состоящая из 26 пунктов. При этом 16 опорных точек совмещены с пунктами, на которых наблюдения ускорения силы тяжести проводились и ранее. С целью исключения возможности накопления систематических погрешностей в измерениях, опорные точки «Людоговка», «Три Озера» и «Чистополь» (каркасная сеть) непосредственными гравиметрическими наблюдениями были увязаны с исходным пунктом «Казань».

Рядовые точки наблюдения размещены между опорными с густотой сети в среднем 1 пункт на 4 км². На отдельных, важных с точки зрения детализации, участках пункты наблюдения размещены через 1 км один от другого, а на менее важных участках — через 2—4 км.

Контроль полевых измерений на рядовой сети и обработка материалов съемки проводились под руководством начальника партии З. М. Слепака. Им же была составлена карта аномалий силы тяжести. Из приведенных на этой карте данных видно, что аномалии силы тяжести по двум съемкам соответствуют лишь в общих чертах. Распределение поля в целом по той и другой съемке качественно различное.

Вновь полученные данные подтвердили предположения автора о сомнительности ряда аномалий на площади съемки. К ним, прежде всего, относятся фиктивные «максимумы» и «минимумы» в районе дд. Нариман, Пичкасы. Во-вторых — «зона интенсивных горизонтальных градиентов» на участке между с. Билярск и д. Сухие Курнали, а также небольшие по площади максимумы в районе д. Шапкино и западнее д. Матвеевки.

Расхождения здесь в значениях аномалий силы тяжести между двумя съемками достигают 12 мгл, а в значениях горизонтальных градиентов превышают 50 Е. Аналогично этому, фиктивное распределение поля с достаточно большими «аномальными» значениями наблюдается и по другим участкам.

В северо-восточной части рассматриваемой площади по данным предыдущих съемок между д. Сухие Курнали и с. Билярск и к северо-востоку от последнего, в 1951 г. была прослежена зона повышенных значений горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести.

Аналогичное распределение аномалий, не подтвердившееся съемкой «минимума», установлено на участке западнее д. Матвеевки.

В связи с выявленными погрешностями в распределении поля силы тяжести невольно возникает вопрос: в какой степени материалы предшествующих съемок могут удовлетворить требованиям, предъявляемым к количественным расчетам и в частности к вычислениям, связанным с определением глубины залегания поверхности фундамента. Ответ на этот вопрос, очевидно, получим, если выполним некоторые несложные расчеты.

Прежде всего, определим глубину залегания возмущающих масс (h) и отметку поверхности фундамента (H) на отдельных участках по материалам двух съемок. Для простоты вычислений предположим, что наблюдаемые аномалии во всех случаях обусловлены глубинными массами, имеющими форму вертикального уступа бесконечного простираения по оси x и y . Избыточную их плотность ($\Delta\sigma$) примем равной $+0,30$ гр/см³. В этом случае приближенное значение глубины залегания верхней кромки аномалеобразующих масс определится по формуле:

$$h = \frac{\Delta g_a}{\pi g'_{x \max} \left(1 + \frac{\Delta g'_{x \max}}{4k\Delta\sigma} \right)} \quad (2)$$

где Δg_a — разность между максимальным и минимальным значениями аномалий силы тяжести,

$g'_{x \max}$ — максимальное значение горизонтального градиента по профилю,

k — гравитационная постоянная.

Глубину залегания нижней кромки (H) уступообразных масс получим (см. А. Г. Салихов, 1957) по следующей формуле:

$$H = \frac{\Delta g_a \exp \frac{g'_{x \max}}{2k\Delta\sigma}}{2\pi k\Delta\sigma \left(\exp \frac{g'_{x \max}}{2k\Delta\sigma} - 1 \right)} \quad (3)$$

Глубина залегания верхней кромки возмущающих масс, вычисленная по материалам съемки 1951 г. в районе д. Нариман, приблизительно равна $-0,43$ км. В районе же расчетной точки № 2 она примерно соответствует $-0,53$ км.

На основании большого фактического материала установлено [1,5], что возмущающие гравитационное поле массы в пределах Волго-Камского края располагаются, обычно, ниже уровня поверхности кристаллического основания. Следовательно, на участке расчетных точек № 1 и 2 поверхность фундамента, по материалам съемки 1951 г., должна залегать на отметках соответственно менее $-0,43$ км, $-0,53$ км. В действительности же, как известно по материалам глубокого бурения, поверх-

ность кристаллического основания даже в ее купольных частях характеризуется отметками $-1,5$ км, $-1,55$ км [7]. Осадочная же толщина тех незначительных амплитудах колебания ее рельефа также не может обусловить заметные гравитационные аномалии [1]. Таким образом, рассмотренные аномалии несомненно являются фиктивными. Поэтому они не могут быть использованы при вычислениях. Более точное распределение аномалий на участке расчетных точек № 1 и 2 получено по материалам повторной съемки. На основании последних установлено, что возмущающие массы вблизи от этих точек залегают на глубине примерно $-5,62$ км (расчетная точка № 244), $-6,39$ км (расчетная точка № 243) и $-6,63$ км (расчетная точка № 242), что примерно соответствует абсолютным отметкам поверхности фундамента -1752 м, -1829 м и -1853 м, а на точках 238, 239, 240, 241 соответствует: -2069 , -2062 , -2039 и -1879 м.

Глубина залегания возмущающих масс и отметки поверхности кристаллического основания по данным двух съемок на других участках также имеют достаточно большие расхождения. Разность в вычисленных значениях H , по расчетным точкам № 238, 240 и 241 достигает соответственно 236 м, 274 м и 126 м. Положение поверхности фундамента на площади повторных гравиметрических работ глубоким бурением пока еще не установлено. Здесь в настоящее время разведочные работы еще только развертываются. Поэтому точное сопоставление вычисленных значений H , по отдельным скважинам мы не в состоянии выполнить. Однако, расчетные значения H , полученные на основании установленной автором зависимости положения фундамента от возмущающих гравитационное поле глубинных масс, полностью соответствуют имеющимся геологическим представлениям и подтверждаются данными бурения соседних площадей. В самом деле, последние на Камско-Устьинской, Аксубаевской, Мелекесской площадях, в северо-восточной части Токмовского свода показывают наличие на исследованном участке так называемого Казанского прогиба фундамента. Полученные нами данные подтверждают то же самое.

Результаты повторных гравиметрических исследований позволяют прийти к следующим выводам:

1. Материалы площадных гравиметрических съемок на ряде участков не вполне качественные и поэтому для уточнения их необходима постановка более детальных повторных гравиметрических наблюдений. Последние в первую очередь необходимо вести на Закамской части Татарии и в правобережье р. Волги.

2. В процессе производства гравиметрических работ нужно вести регулярную оценку качества определений аномальных значений, подвергать при этом контрольным и повторным наблюдениям сомнительные участки распределения поля. В проектах гравиметрических работ следует предусматривать достаточный объем контрольных измерений, обеспечивающий достоверность любого аномального участка.

3. Количественную интерпретацию карты аномалий силы тяжести следует вести на достоверном, подтвержденном контрольными наблюдениями, материале.

4. При площадной съемке на участках расположения расчетных профилей нужно создавать сгущенную сеть пунктов наблюдений (например, через $0,5-1,0$ км).

5. Результаты повторных съемок дают основание утверждать справедливость закономерной зависимости положения поверхности фундамента от возмущающих гравитационное поле глубинных масс.

1. Криари А. И., Салихов А. Г. Плотность и магнитная восприимчивость пород палеозоя восточной части Татарии и их влияние на гравитационные и магнитные аномалии. Известия АН СССР, сер. геофизич. № 8, 1956.
2. Лукавченко П. И. Гравиметрическая разведка на нефть и газ. Гостоптехиздат, 1956.
3. Люстих Е. Н. Количественная интерпретация некоторых гравитационных аномалий Русской платформы. Прикладная геофизика, вып. 6, 1950.
4. Салихов А. Г. Некоторые данные о плотностях и магнитной восприимчивости пород юго-востока Татарской республики. Известия Казанского филиала АН СССР, № 3, 1955.
5. Салихов А. Г. Геологическая интерпретация гравитационно-магнитных аномалий в условиях Татарской республики. Труды совещания по проблеме нефтегазоносности Урало-Поволжья. АН СССР, 1956.
6. Федьинский В. В. Гравиметрический метод разведки в нефтяной промышленности. Прикладная геофизика, вып. 7. Гостоптехиздат, 1955.
7. Юсупов Б. М. К истории формирования Татарского свода. ДАН СССР, том XCV, № 5, 1954.

Н. В. КИРСАНОВ, В. К. ТОЛМАЧЕВА

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОИЗВОДСТВА КЕРАМЗИТА ИЗ ГЛИН ТАТАРИИ

1. Введение

В условиях все более разветвляющегося в нашей стране и в том числе в Татарии массового промышленного и гражданского строительства быстрота перехода на индустриальные методы строительства с максимально возможным применением железобетонных и других сборных конструкций приобретает важное народнохозяйственное значение.

Известно, что строительный глиняный и силикатный кирпич, а также обычные (тяжелые) бетоны, в связи с большим объемным весом (более 1600 кг/м^3) и недостаточными звуко- и теплоизолирующими свойствами, в ряде случаев не удовлетворяют запросов современного индустриального градостроения. Крупнооблочное строительство неизбежно требует широкого применения новых эффективных строительных материалов и в первую очередь легких бетонов, обладающих достаточной прочностью.

К таким бетонам, в частности, относятся ячеистые, мелкопористые бетоны, не содержащие крупных заполнителей, как, например, пенобетон, газобетон, пеносиликат, микропорит и др. К легким, весьма распространенным типам бетонов относятся также бетоны, изготовленные с применением крупных, легких заполнителей. К таким легким, пористым заполнителям относятся: природные образования — пемза, горелые породы, вулканические туфы, трепел и диатомиты, а также искусственные шлаки и т. п.

На территории Татарской АССР, в связи с особенностями ее геологического строения, естественного минерального сырья, пригодного для использования в качестве легких заполнителей для бетонов, не имеется, а доставлять его в больших количествах для этих целей из других экономических районов явно нецелесообразно.

В нефтяных районах, в Казани и других городах Татарии для производства легких бетонов используются местные котельные и паровозные шлаки, а также доменные шлаки, завозимые из Свердловского, Куйбышевского и некоторых других экономических районов. Однако потребности строительства далеко не покрываются имеющимся количеством местных шлаковых отходов, а завоз шлаков из других областей, по ряду обстоятельств, труден, нерегулярен и экономически не всегда оправдан.

В связи с вышесказанными обстоятельствами строительные организации Татарской республики испытывают ежегодно возрастающий

дефицит в материалах для производства легких бетонов, в значительной мере сдерживающий темпы развития индустриального строительства. Между тем, Татарская АССР обладает неисчерпаемыми возможностями для изготовления дешевых легких керамзитовых материалов, обладающих к тому же высокой прочностью.

2. Керамзит и пути его применения

Керамзит — ячеистая керамика, новый тип строительного материала, имеющего, наряду с малым весом, высокую прочность и долговечность. Получается он путем ускоренного обжига легкоплавких и тугоплавких жирных глин, аргиллитов или сланцев. Теоретической предпосылкой для создания керамзита послужили исследования Е. В. Костырко по преднамеренному вспучиванию глин, проведенные им еще в 1925 г. Эффект вспучивания глин, по данным Е. В. Костырко (1931) и И. Г. Доброхотова (1956), объясняется следующими физико-химическими обстоятельствами. При скоростном обжиге глин, богатых тонкорассеянной органикой и гидроокислами железа, органические вещества в условиях недостатка кислорода и высокого парциального давления углекислоты не выгорают, а переходят в углерод. Последний при высоких температурах легко вступает в реакцию с кислородом, отнимая его у высших окислов железа и конституционной воды, входящих в состав глин. В результате этого вода разлагается на водород и кислород, высшие окислы переходят в низшие, а образовавшиеся газы — водород и окись углерода — производят вспучивание глин. Закись железа, вступая в реакцию с алюмосиликатными минералами, образует с ними легкоплавкие соединения с ограниченной подвижностью. В результате этого глинистая масса приобретает подвижность, достаточную для того, чтобы давление газобразных продуктов произвело эффект вспучивания.

За последние годы результаты экспериментальных исследований по технологии производства различных керамзитовых материалов довольно подробно освещены в работах С. П. Онацкого (1952—1953), И. А. Гервидс (1953), А. И. Раганова (1954), Е. М. Каленова, Т. Т. Троцко (1955) и И. Г. Доброхотова (1956).

Изделия керамзитовой керамики подразделяются на следующие виды:

- а) штучные изделия — блоки, плиты и другие детали правильной формы;
- б) гравий и песок — легкий наполнитель бетонов и железобетонов, изготавливаемый из цилиндрической или сфероидальной глиняной крошки;
- в) щебень — легкий наполнитель бетонов, получаемый путем дробления кусков керамзита.

Штучные стеновые изделия — блоки и плиты — получают в наглухо закрытых металлических формах при обжиге сырца в виде глиняной крошки.

Объемный вес полученного материала, в зависимости от качества сырья, колеблется от 200 до 1300 кг/м³, но преимущественно лежит в пределах 700—900 кг/м³, а прочность — от 40 до 170 кг/см², редко выше.

В технологическом отношении наибольшей простотой и дешевизной изготовления отличается производство керамзитового гравия, песка и щебня. Водопоглощение у этих материалов невелико, обычно равно 7—8%, а изготовленный с их применением керамзитобетон может иметь предел прочности на сжатие от 25 до 500 кг/см² и соответственно объемный вес, равный 600—1800 кг/м³ (С. П. Онацкий — 1953).

Стеновые изделия из керамзита и керамзитобетона обладают важными физико-техническими свойствами, обеспечивающими им одно из первых мест среди всех известных строительных материалов. Керамзитовые изделия легки и малотеплопроводны, как дерево. Они хорошо пилятся, обтесываются, обладают гвоздимостью, невлагоемки и морозостойчивы. По заключению Центрального научно-исследовательского института промышленных сооружений, «...ячеистая керамика, применяемая в строительстве зданий, заменяет двух-четырёхкратное количество других, аналогичных по прочности и долговечности материалов... Для организации производства ячеистой керамики требуются значительно меньшие капиталовложения, чем для организации производства красного кирпича, и почти в два раза меньше, чем для производства силикатного кирпича» (И. А. Гервидс — 1953). Стоимость 1 м² наружной керамзитобетонной стены, по данным И. Г. Доброхотова (1956), по сравнению со стоимостью стены из красного кирпича и крупных шлакоблоков, меньше в 2 раза, вес стены — в 2,4—2,8 и трудоемкость — в 2—2,5 раза. Ориентировочная стоимость керамзитового щебня на 1 м³, по данным Е. М. Каленова и Т. Т. Троцко (1955), равна 40 р., то есть, как правило, меньше стоимости других наполнителей.

По данным работников Управления производственных предприятий Главстроя, суммарные затраты на сооружение упрощенной установки производительностью 12 000 м³ керамзитового гравия в год составили 170 тыс. рублей, включая стоимость строительных работ и оборудования. Эксплуатация этой установки показала возможность получения керамзитового гравия высокого качества. Все это дает основание рекомендовать ее для предприятий малой мощности и прежде всего при полигонах железобетонных изделий. На основе опыта эксплуатации упрощенных установок коллектив Управления производственных предприятий разработал проект цеха по производству керамзита мощностью 25 тыс. м³ в год. Цех этот был построен в г. Бабушкине (Московская область) за 2½ месяца и в настоящее время выдает готовую продукцию. Стоимость более крупного цеха производительностью в 50 тыс. м³ керамзитового гравия в год составляет 2,5 млн. рублей.

В США, Канаде и некоторых других странах керамзит и керамзитобетон имеют весьма широкое применение в строительстве промышленных и гражданских сооружений, железобетонных мостов, а также различного типа океанских, морских и речных судов.

Все более широкое применение керамзитовые материалы находят себе и в практике отечественного индустриального строительства. С 1957 г. керамзитобетон начал успешно применяться в СССР и для судостроения. По сообщению «Горьковской правды» первое судно из керамзитобетона, построенное Городецкой верфью в Горьковской области, благодаря своей легкости имеет меньшую осадку, чем аналогичные суда, построенные монолитным способом, а потому может ближе подходить к берегу и больше принимать грузов. Трудоемкость работ по производству корпуса судна снизилась в два раза, существенно уменьшилась и стоимость его.

3. Сырьевые возможности для производства керамзита в Татарской АССР

В практике строительства в Татарской АССР керамзит и керамзитобетон до последнего времени не применяются, а между тем сырьевые возможности для производства их здесь являются весьма благоприятными.

Экспериментальными исследованиями установлено, что в качестве сырья для производства керамзитовых изделий с успехом могут служить легкоплавкие и тугоплавкие глинистые породы с содержанием частиц размером меньше 0,01 мм более 60%. При этом, по данным И. А. Гервидс (1953), такие породы должны соответствовать примерно следующему химическому составу: $SiO_2=50-80\%$; $Al_2O_3=8-25\%$; $Fe_2O_3=3-12\%$; $CaO+MgO=3-6\%$; $K_2O+Na_2O=2-6\%$; $SO_3=2-5\%$ и потери при прокаливании 6—12%. Лучшим сырьем при прочих указанных обстоятельствах являются глины, содержащие не менее 7—8% окислов железа и одновременно значительное количество тонкорассеянного органического вещества в виде гумуса. Содержание окислов CaO и MgO в количествах свыше 6% снижает эффект вспучивания глин и ведет к быстрому переходу черепка из твердого в жидкое состояние.

Характеристика месторождений глинистого сырья Татарии, их качественные особенности в зависимости от геологического возраста и закономерности размещения детально освещены в недавно опубликованном труде коллектива авторов (Н. В. Кирсанов, Ю. В. Сементовский, К. М. Максютова, В. А. Полянин и др. — 1957). Там же кратко охарактеризованы и возможности использования некоторых типов глин для производства керамзита.

В настоящей статье, в связи с этим, мы опускаем характеристику геологических условий распространения глинистого сырья и приводим новые данные экспериментальных исследований, доказывающие почти повсеместную возможность организации в Татарии керамзитового производства.

Простое сопоставление требований, предъявляемых к глинистому сырью для производства керамзитовых изделий, с химическим составом глинистого сырья Татарии (см. таблицу 1), уже позволяет предполагать, что для означенных целей с успехом могут быть использованы тонкодисперсные глины апшеронского яруса верхнего плиоцена, готеривского яруса нижнего мела и чистые разности современных глин. Глины средне- и верхнечетвертичного возраста (№ 6, 7 и 14—18), к которым относятся почти все месторождения кирпично-черепичного сырья Татарии, содержат незначительное количество окислов железа (4—5%), а иногда и вредные включения в виде щебня и известковых журавчиков. Поэтому в естественном состоянии они могут быть отнесены только к низкосортным видам керамзитового сырья. Глины верхнепермского возраста (см. табл. 1, № п/п. 1—3) в связи с их почти повсеместной высокой карбонатностью для производства керамзита, как правило, не пригодны.

4. Экспериментальные исследования.

В целях экспериментального обоснования возможности и целесообразности использования тех или иных местных глин для производства керамзитовых изделий в лаборатории минералогии, геохимии и полезных ископаемых Геологического института Казанского филиала Академии наук СССР в 1955—1958 годах проводились соответствующие исследования. За этот период были изучены глины 19 месторождений верхнепермского, нижнемелового, верхнеплиоценового, средне- и верхнечетвертичного возраста.

Образцы испытывались в лабораторных и заводских условиях. При проведении лабораторных испытаний образцы карьерной глины предварительно подсушивались при 40—60°С до остаточной влажности, а затем помещались в лабораторную печь, заранее нагретую до 1150—1200°.

Таблица 1

№ п/п.	Стратиграфическая принадлежность	Химический состав, %											
		Число анализов	Влажность по 105°	потери при прокал.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	SO ₃
1		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Уфимская свита — P ₂ uf	14	2,99	4,36	51,86	14,87	6,47	8,20	3,49	—	—	—	1,37
2	Нижнеказанский подъярус — P ₂ kz ₁	35	3,24	10,69	51,11	13,94	6,03	9,86	4,11	—	—	0,16	0,82
3	Верхнеказанский подъярус — P ₂ kz ₂	6	3,84	8,34	54,33	17,46	5,44	4,05	2,68	—	—	—	0,52
4	Готеривский ярус — Cr ₁ h	31	—	9,65	58,30	21,37	5,77	0,57	2,08	—	—	—	1,34
5	Апшеронский ярус — N ₂ ap	223	7,92	8,22	56,19	19,36	8,13	1,79	2,47	1,63	0,63	0,98	0,18
6	Среднечетвертичный отдел — dQ ₂	47	3,56	8,19	61,42	12,33	5,18	6,27	2,45	2,84	—	0,81	0,14
7	Верхнечетвертичный отдел — dQ ₁	2	4,03	6,90	66,1	12,74	4,42	4,92	2,34	—	—	—	сл.
8	Современный отдел — alQ ₁	9	5,34	8,11	58,25	15,94	7,82	1,99	2,56	0,83	0,92	0,74	0,18
9	Вяжляское месторождение — N ₂ ap	15	6,52	8,04	56,94	21,32	8,86	1,26	2,03	1,38	0,49	—	—
10	Ямашинское месторождение — N ₂ ap	11	7,57	8,46	56,20	19,14	8,26	2,56	2,08	1,65	0,54	—	0,46
11	Вехтеровское месторождение — N ₂ ap	1	7	7,04	68,23	11,35	4,5	5,12	1,56	—	—	—	—
12	Сидорово-Пустошское месторождение — N ₂ ap	1	—	8,58	57,60	17,27	7,41	4,66	2,02	—	—	—	—
13	Калейкинское месторождение — al — dQ ₂	1	—	—	60,79	15,42	6,48	4,88	2,47	—	—	—	—
14	Акташское месторождение — dQ ₂	2	3,66	8,80	60,66	11,42	6,42	6,9	3,0	1,97	—	1,10	0,01
15	Вугульминское месторождение — dQ ₂	9	3,38	8,28	60,78	12,09	5,01	5,82	2,48	3,62	—	0,74	0,06
16	И.-Мактаминское месторождение — dQ ₂	2	4,30	6,90	66,1	12,74	4,42	4,92	2,34	2,03	—	—	сл.
17	Казань — dQ ₂	16	3,58	4,27	70,35	12,18	4,97	2,63	2,15	2,97	—	—	0,02
18	Казань — комбинат «Строитель» — dQ ₂	5	3,34	4,29	73,18	11,72	4,53	3,07	1,91	0,45	—	—	—

При скоростном обжиге в течение 15—20 минут образцы вспучивались, увеличиваясь в объеме в 3—3,5 раза. После этого они постепенно охлаждались и подвергались физико-механическим испытаниям, результаты которых приведены в таблице 2.

Таблица

№ п. п.	Наименование месторождения	Геологический возраст	Характеристика керамзита	
			объемный вес, г/см ³	прочность на сжатие, кг/см ²
1	2	3	4	5
1	Сидорово-Шустовское близ г. Казани	N ₂ ^{ap}	0,6	122,4
2	Лукинское — у железной дороги близ райцентра п. Кайбицы	*	0,5	110,2
3	Калейкинское — близ г. Альметьевска	*	0,4—0,6	85,0—121,2
4	Омарское — у с. Омарский Починок близ пристани Соколы Горы на Каме	*	0,4	не испытыв
5	Тат. Убейское в Дрожжановском районе	Cr ₁ ^h	0,6	63,6
6	Акташское близ г. Альметьевска	dQ ³	1,0	159,1
7	Н.-Мактаминское близ г. Альметьевска	*	0,6	114,5
8	Бугульминское — завод	dQ	0,7	74,3
9	Казанское — комбинат «Строитель»	*	1,1	147,3
10	Казанское — завод К-1	*	0,8	123,0
11	Казанское — з. [] (след. проба)	*	1,0	169,7
12	То же, нижний слой, не пригодный для кирпичи. произв.	*	1,2	170,3
13	Среднее значение по четвертичным месторождениям глин (7 анализов)	dQ ₂₋₃	1,06	136,9
14	Среднее значение по плиоценовым месторождениям глин (5 анализов)	N ₂ ^{ap}	0,48	100,9
15	Красноостровское	P ₂ ^{kz₂}	При вспучивании растрескались	
16	Ижевское	P ₂ ^{uf}		

Анализ данных, приведенных в таблице 2, позволяет сделать следующие выводы.

1. Глины плиоценового возраста, в связи с благоприятными особенностями химического и минералогического состава, вполне пригодны для производства высококачественного керамзита. Полученный из них керамзит — хорошего качества, в среднем имеет объемный вес около 0,5 г/см³ и прочность на сжатие, равную 100,9 кг/см².

2. Глины нижнемелового возраста пригодны для получения керамзита относительно хорошего качества, с объемным весом, равным 0,6 г/см³ и прочностью на сжатие в 63,6 кг/см².

3. Глины четвертичного возраста, как и следовало ожидать, пригодны лишь для производства керамзита низкого качества, с объемным весом, в среднем превышающим 1,0. Однако в отдельных случаях (Н. Мактама, Бугульма, Казань — зав. К-1) из них получен керамзит удовлетворительного качества с объемным весом 0,6—0,8 г/см³ и прочностью на сжатие, колеблющейся от 74,3 до 123,3 кг/см².

4. Испытанные образцы глин верхнеказанского и уфимского возраста (см. табл. 2 № п/п. 15—16) в связи с их значительной известковистостью (7—11%) для получения керамзита оказались совершенно непригодными. При обжиге этих образцов в момент вспучивания глин происходило разбрызгивание и растрескивание материала. Для окончательного суждения о возможности использования верхнепермских глин для производства керамзита необходимо проведение дополнительных испытаний на базе более чистых безизвестковистых или слабо известковистых глин.

Для выявления оптимальных технологических условий применялись преимущественно плиоценовые глины из Биклянского и Ямашинского месторождений в восточной Татарии, а также четвертичные глины из Акташского и Казанского [] месторождений. Испытания проводились по двум схемам. По первой из них карьерная комовая глина, подсушенная при 40—60°, размалывалась. Из порошка глины при различном увлажнении готовились образцы. По второй схеме непосредственно испытывалась карьерная комовая глина (см. табл. 3).

Таблица

№ п. п.	Состояние испытуемого образца глин	Геологический возраст	Характеристика керамзита	
			объемный вес, г/см ³	прочность на сжатие, кг/см ²
1	2	3	4	5
1	Пластичная масса из молотой глины, влажность 40%	N ₂ ^{ap}	0,14—0,2	28,4
2	Пластичная масса из молотой глины, влажность 20—17%	*	0,3	42,6
3	Пластичная масса из молотой глины, влажность 10—5%	*	0,8—1,1	100,1—131,8
4	Пластичная масса из молотой глины, влажность 0,2%	N ₂ ^{ap}	Вспучивания не произошло	
5	Гравий из молотой глины, влажность 40%	*	0,2	114,4—171,6
6	Карьерная глина, влажность 40—15%	*	0,5—0,6	47,3—63,
7	Гравий из комовой карьерной глины, влажность 40%	*	0,2	57,2—114,4
8	Пластичная масса из молотой глины, влажность 12—10%, Акташское месторождение	dQ ₂	0,7	136
9	Пластичная масса из молотой глины, Казанское месторождение [] (влажность 12—10%).	*	0,6	132,4

Анализ данных, приведенных в таблице 3, позволяет сделать следующие выводы:

1. Наиболее хорошим качеством обладают керамзитовые изделия из пластичной глинистой массы плиоценового возраста, полученной из предварительно подсушенной молотой глины. При этом с увеличением влажности глинистой массы объемный вес и прочность изготовленного керамзита снижаются.

При максимальной влажности испытуемых глин, равной 40%, при обжиге получается керамзит с наименьшим объемным весом от 0,14 до

0,2 г/см³ и наименьшей механической прочностью (28,4 кг/см²). При минимально необходимой влажности, равной 10—5%, получается керамзит с наибольшим объемным весом (0,8—1,1 г/см³) и прочностью, колеблющейся от 100,1 до 131,8 кг/см². При влажности глинистой массы менее 5% при обжиге вспучивания не происходило. Оптимальные результаты показал гравий из молотой глины с влажностью 40%. Полученный из него керамзит имел объемный вес, равный 0,2 г/см³ и максимальную прочность на сжатие, колеблющуюся от 114,4 до 171,6 кг/см².

2. Карьерная глина плиоценового же возраста с влажностью от 15 до 40% пригодна лишь для изготовления керамзита с объемным весом 0,5—0,6 г/см³ и прочностью на сжатие, равной 47,3—63,9 кг/см². При этом полученный керамзит не имеет равномерной мелкопористой структуры.

Из гравия, приготовленного из карьерной глины с влажностью 40% при обжиге получен вполне удовлетворительный керамзитовый материал с объемным весом, равным 0,2 кг/см³ и прочностью на сжатие, колеблющейся от 57,2 до 114,4 кг/см².

3. Пластичная глинистая масса четвертичного возраста, полученная из предварительно подсушенной молотой глины, пригодна для производства керамзита относительно удовлетворительного качества с объемным весом 0,6—0,7 г/см³ и прочностью на сжатие в 132—136,3 кг/см².

С целью выяснения возможностей повышения качества керамзита, изготавливаемого из кирпично-черепичных делювиальных глин четвертичного возраста, были проведены испытания по облагораживанию этих глин, путем добавления к ним 5—10% тонкодисперсной пλιοценовой глины. Результаты физико-механических испытаний керамзита из такого облагороженного сырья приведены в таблице 4.

Как видно из данных таблицы 4, при 5—10% добавке пλιοценовых тонкодисперсных глин к обычному кирпично-черепичному сырью из последнего может быть получен керамзит вполне удовлетворительного качества. Так из сырья казанских кирпичных заводов и Акташского месторождения при таких добавках получен керамзит с объемным весом 0,5—0,7 г/см³ и прочностью на сжатие от 63,6 до 141,1 кг/см². Наименее удовлетворительные результаты, как и следовало ожидать, получены при таких добавках из сырья Бугульминского месторождения. Среди эксплуатирующихся месторождений кирпично-черепичных глин Татарии глины Бугульминского месторождения являются наиболее низкокачественными, засоренными. Причины этого явления освещены в недавно опубликованной работе (Кирсанов Н. В., Семеновский Ю. В. и др.—1957), к которой мы и отсылаем интересующихся.

Заводские испытания по нашему предложению производились в августе месяце 1958 года на Бескудниковском заводе Московской области. Для испытаний было доставлено на завод два вагона пλιοценовой глины из Биклянского месторождения. Заводские испытания полностью подтвердили лабораторные исследования и показали возможность получения из пλιοценовых глин керамзитового гравия превосходного качества, с объемным весом 300 кг/м³.

5. Получение керамзитобетона

При изготовлении керамзитобетона в лабораторных условиях использован щебень и песок, полученные при дроблении кусков керамзита. Для испытаний было подготовлено два типа керамзитобетона: а) теплоизоляционный и б) стеновой-несущий.

Теплоизоляционный бетон в следующем весовом соотношении составляющего материала — 1 (цемент): 2 (керамз. песок): 2 (керамз. щебень).

№ п/п	Наименование месторождений глин	Состав шихты (% добавки пλιοценовых глин)	Характеристика керамзита	
			объемный вес, г/см ³	прочность на сжатие, кг/см ²
1	2	3	4	5
1	Акташское (близ г. Альметьевска)	0	1,0	159,1
		5 *	0,7	130,1
		10 *	0,56	84,8
2	Бугульминское	0	0,7	74,3
		5 **	0,5	42,1
		10 **	0,45	31,8
3	Н.-Мактаминское	0	0,6	114,5
		5 *	0,55	99,2
		10 *	0,44	53,5
4	Казанское (нижний слой, непригодный для кирпичного производства)	0	1,2	170,3
		5 ***	0,8	166,7
		10 ***	0,7	141,1
5	Казанское — завод К-1	0	0,8	123,0
		5 ***	0,7	102,3
		10 ***	0,5	63,6
6	Казанское — комбинат «Строитель»	0	1,11	147,3
		10 ***	0,6	84,3

Примечание. В качестве добавки служили глины Биклянского *, Ямашинского ** и Сидорово-Пустошского *** месторождений.

В качестве вяжущего материала был использован портланд-цемент марки «300», с расходом 200 кг на 1 м³ бетона. Полученный по такой рецептуре теплоизоляционный бетон имел объемный вес, равный 0,53 г/см³ и механическую прочность на сжатие в 25,2 кг/см². Испытания производились на кубиках с размером сторон 7×7×7 см.

Керамзитобетон для наружных стеновых конструкций готовился в весовом соотношении составляющих компонентов, равном 1:1,3:2,2. В качестве вяжущего материала, как и в первом случае, был использован цемент марки «300». Расход его на 1 м³ бетона по расчету составил 264 кг. Песок состоял на 90% из керамзитового материала и на 10% из кварцевого. В качестве заполнителя был использован исключительно керамзитовый щебень. Полученный керамзитобетон имел объемный вес, равный 1400 кг/м³ и механическую прочность в 90 кг/см².

Следует отметить, что механическая прочность керамзитобетона, как теплоизоляционного, так и для наружных стеновых конструкций, может быть повышена за счет применения в качестве заполнителя керамзитового гравия и песка, полученных непосредственно путем вспучивания глиняной крошки. Подобный материал имеет значительно большую прочность и меньшую влагоемкость, чем щебень, изготовленный путем дробления кусков керамзита.

6. Общие выводы и предложения

Проведенные в лаборатории минералогии, геохимии и полезных ископаемых Геологического института Казанского филиала АН СССР исследования по выявлению возможностей использования глинистых пород Татарии для производства керамзита позволяют сделать ряд выводов.

1. Теоретически и экспериментально доказана возможность организации в Татарии производства высококачественного керамзита, пригодного для изготовления высокоэффективных керамзитобетонных теплоизоляционных и стеновых материалов для наружных несущих конструкций. Не вызывает никакого сомнения возможность использования местного керамзита и для нужд судостроения.

2. Превосходным природным сырьем для производства высококачественного керамзита являются тонкодисперсные монтмориллонитовые глины плиоценового возраста. Химико-минералогические особенности этих глин, высокое содержание в них тонкорассеянного органического материала и гидрокислов железа, наряду с ничтожной карбонатностью, позволяют изготавливать керамзит самого минимального объемного веса, равного всего лишь $0,14-0,2 \text{ г/см}^3$ и прочностью на сжатие от $28,6$ до $171,6 \text{ кг/см}^2$. Высокое качество керамзита из плиоценовых глин подтверждено и заводскими испытаниями, проведенными на Бескудниковском заводе Московской области. В заводских условиях получен керамзит с объемным весом 301 кг/м^3 .

Характер размещения выявленных и разведанных месторождений тонкодисперсных плиоценовых глин (см. карту) позволяет обеспечить организацию производства высокосортного керамзита почти во всех промышленных центрах Татарии, в том числе в нефтяных районах ее и в г. Казани.

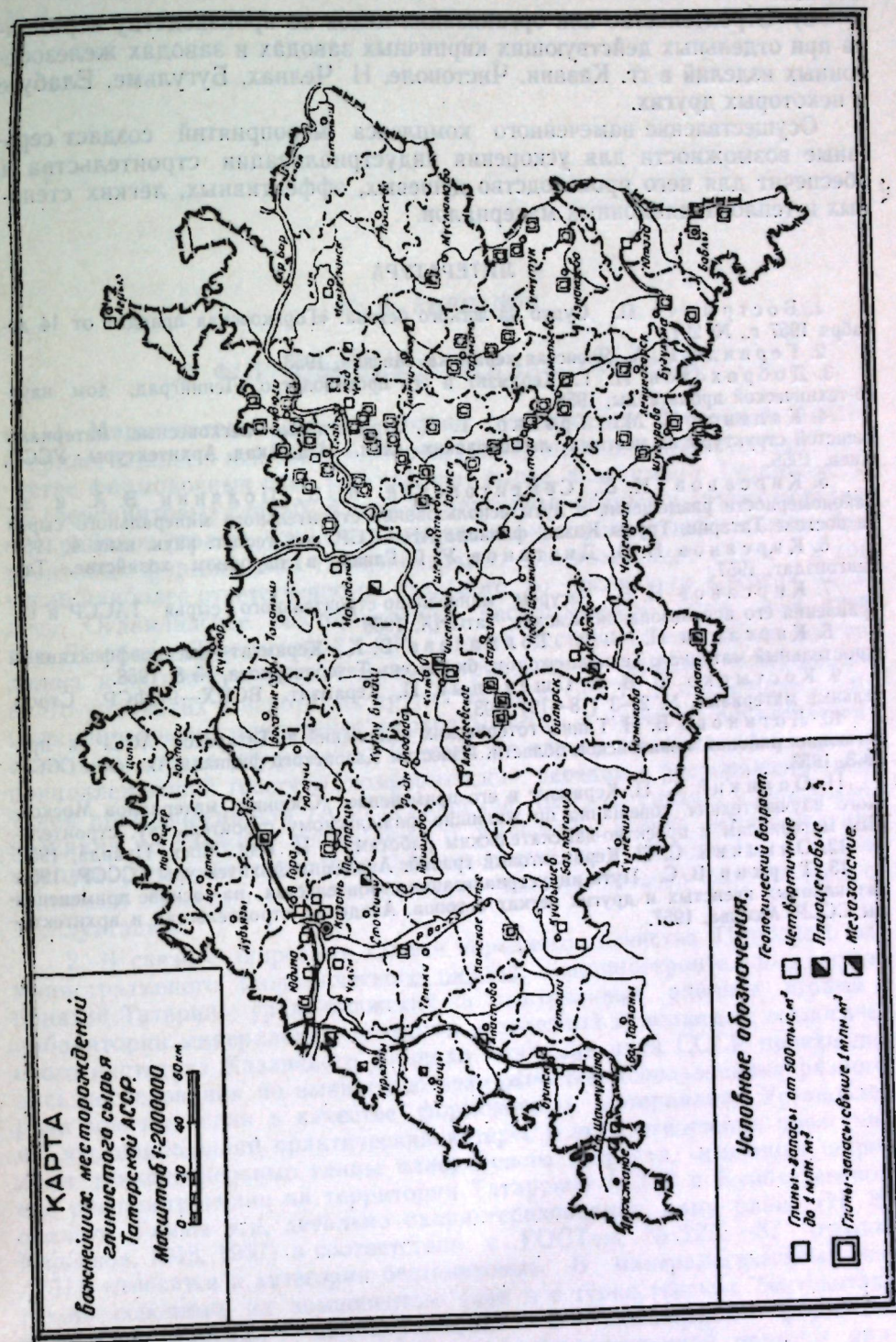
3. Четвертичные кирпично-черепичные глины большинства месторождений Татарии в связи с их специфическими химико-минералогическими особенностями в естественном состоянии представляют собой низкосортное керамзитовое сырье. Однако при облагораживании этих глин путем добавок $5-10\%$ плиоценовых глин из них может быть получен керамзит и вполне хорошего качества. Последнее обстоятельство создает возможность организации керамзитового производства на большинстве действующих кирпичных заводов республики.

4. На крайнем юго-западе Татарской АССР производство керамзитовых изделий может быть с успехом организовано на базе глин нижнемелового возраста. Среди них наиболее перспективными, но не разведанными являются Старо-Шаймурзинское, Мало-Цильненское, Ентуганское, Тат. Убейское и некоторые другие (см. карту месторождений глинистого сырья).

5. Проведенные исследования, по мнению авторов, позволяют наметить следующий комплекс неотложных мероприятий, обеспечивающих быструю организацию керамзитового производства во всех важнейших промышленных центрах Татарии.

а) Поисково-разведочные работы и детальная разведка на плиоценовые керамзитовые глины в районе дд. Сидорова Пустошь у разъезда Куркачи Казанской ж. д., М. Юрты близ разъезда Ширданы той же дороги, Сокуры, что в 15 км юго-восточнее г. Казани, и Калейкино близ г. Альметьевска.

б) Проектирование и строительство на востоке Татарии мощного завода по производству керамзитовых изделий на базе сырья Биклянского месторождения плиоценовых глин или производимых из них гли-



нистых порошков, с использованием дешевого топлива в виде попутного газа.

в) Строительство или организация цехов по производству керамзитовых изделий в гг. Казани, Чистополе, Н. Челнах, Бугульме, Елабуге и некоторых других.

Осуществление намеченного комплекса мероприятий создаст серьезные возможности для ускорения индустриализации строительства и обеспечит для него производство дешевых, эффективных, легких стеновых и теплоизоляционных материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вострышев П. Судно из легкого бетона. «Горьковская правда» от 14 декабря 1957 г., № 291.
2. Гервидс И. А. Ячеистая керамика. Москва, 1953.
3. Доброхотов И. Г. Керамзит и его производство. Ленинград, дом научно-технической пропаганды, 1956.
4. Каленов Е. М., Троцко Т. Т. Строительные легковесные материалы ячеистой структуры из местных легкоплавких глин. Изд. Акад. Архитектуры УССР, Киев, 1955.
5. Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В., Полянин В. А. и др. Закономерности размещения и пути использования строительного минерального сырья на востоке Татарии. Труды Казан. филиала АН СССР, сер. геолог. наук, вып. 4, 1957.
6. Кирсанов Н. В., Дистанов У. Г. Глины в народном хозяйстве. Таткиноиздат, 1957.
7. Кирсанов Н. В. Ресурсы минерально-строительного сырья ТАССР и направления его использования. Казань, ТатСНХ, 1958.
8. Кирсанов Н. В. и Толмачева В. К. Керамзит—высокоэффективный строительный материал. Технич.-эконом. бюллетень Татсовнархоза, № 8, 1958.
9. Костырко Е. В. и Пшеницын П. Керамзит. ВСНХ—РСФСР. Строительные материалы, № 2—3 (18—19), 1931.
10. Логинова В. Н. Глины готеривских отложений в Татарской АССР и прилегающих районах Ульяновской области. Известия Казанского филиала АН СССР, № 3, 1953.
11. Онацкий С. П. Керамзит и его применение. Сборник материалов Московского научно-технич. совещания по жилищно-гражданскому строительству, строительным материалам и проектно-изыскательским работам, т. II. Изд. Моск. Правда, 1952.
12. Онацкий С. П. Керамзитовый гравий. Академия Архитектуры СССР, 1953.
13. Туркин В. С. Пути индустриализации строительства на основе применения автоклавных ячеистых и других легких бетонов. Академия строительства и архитектуры СССР, Москва, 1957.

Н. В. КИРСАНОВ

О ФОРМОВОЧНЫХ ГЛИНАХ ТАТАРИИ

1. Машиностроительные и другие предприятия Татарской АССР и прилегающих к ней областей и республик, имеющие дело с литьем, в качестве формовочных глин употребляют сырье, завозимое с Туркменистана (бентонитовые глины), Урала (огнеупорные глины) и других отдаленных районов страны. Основным поставщиком наиболее дефицитных—бентонитовых формовочных глин, пригодных для всех видов литья и в том числе наиболее ответственного—стального, до последнего времени являлось Огланлинское месторождение, расположенное близ ж.-д. станции Джебел в Туркменской ССР. С этого месторождения сырье доставлялось и на все крупнейшие машиностроительные заводы центральных, волго-уральских и некоторых других районов СССР. В настоящее время Огланлинское месторождение вырабатывается, и качество поставляемого с него бентонита ухудшилось. К тому же карьер месторождения, ранее принадлежавший тресту «Союзформпески», передан в распоряжение нефтяной промышленности (А. Л. Туманский, 1957). В связи с изложенным возникла неотложная необходимость выявления нового месторождения высококачественных бентонитовых формовочных глин, обладающего значительными запасами и благоприятными экономическими факторами для эксплуатации.

2. В связи с запросами Совета народного хозяйства Татарского административного экономического района, машиностроительных предприятий Татарии, урало-волжских и центральных районов страны в лаборатории минералогии, геохимии и полезных ископаемых геологического института Казанского филиала Академии наук СССР производились исследования по выявлению возможностей использования разного рода местных глин в качестве формовочных материалов. Установлено, что наибольший практический интерес в этом отношении представляют тонкодисперсные глины плиоценового возраста, имеющие широкое распространение на территории Татарской АССР и Куйбышевской области. Глины эти, детально охарактеризованные нами ранее (Н. В. Кирсанов, 1948, 1957) в соответствии с ГОСТом № 3226—57 (группа А 51), относятся к категории бентонитовых. В минералогическом отношении основным их компонентом (как и в туркестанских бентонитах) является минерал монтмориллонит с химической формулой $O,3MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot 2,5H_2O$. В качестве существенной примеси присутствует гидромусковит (20—25%), в незначительных количествах встречаются галлуазит (1—2%) и аллофан (1%).

Таблица 1

№ п/п.	Наименование месторождения	Число анализов	Содержание фракции в % размер в мм							70,72
			> 0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001 мм	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1	Бикляньское (близ г. Н. Челны)	15	—	0,27	0,49	3,54	30,85	17,76	47,09	
2	В.-Нурлатское (Октябрьский р-н)	14	0,05	0,15	1,39	4,03	8,93	46,08	39,37	
3	Станция Нурлаты (Октябрьский район)	1	—	0,02	0,08	1,72	10,98	18,00	69,20	
4	Куркачи (близ г. Казани)	5	0,14	0,37	3,72	13,24	36,01	18,70	27,82	
5	Среднее значение по месторождениям Татарии	125	0,08	0,32	1,10	4,5	15,2	38,08	40,7	
6	Огланлинское в Туркменской ССР (по А. Л. Туманскому, 1957)									
				2,00		19,50			70,72	

В структурном отношении глины относятся к тонкодисперсным разностям (см. табл. 1). Содержание частиц с размером менее 0,001 мм в них в среднем равно 40,7%, но иногда достигает 70%. Наличие же частиц с размером более 0,05 мм в этих глинах, как и в туркестанских бентонитах, не превышает 2%.

Химический состав глин характеризуется данными, приведенными в таблице 2.

Таблица 2

№ п/п.	Наименование месторождения	Число анализов	% влажности до 105° С	Содержание на абсолютно сухое вещество, %										Нерастворимый остаток, %
				потери при прокаливании	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	
1	Биклянь (близ г. Н. Челны)	15	6,52	8,04	56,94	0,25	21,32	8,86	1,26	2,03	1,38	0,49	—	89,1
2	В. Нурлат	2	9,68	6,96	56,02	0,54	22,66	6,90	1,73	3,19	—	—	—	87,0
3	Куркачи (близ г. Казани)	2	7,03	8,98	56,5	—	17,24	7,31	4,63	2,79	—	—	—	—
4	Среднее значение	223	7,92	8,22	56,19	0,98	19,35	8,13	1,79	2,47	1,63	0,68	0,18	84,7
5	Огланлинское в Туркменской ССР			6,66	71,76		13,37	1,55	2,06	2,88		2,42		

Емкость поглощенных оснований в описываемых палеоценовых глинах Татарии, как и в туркестанских бентонитах, весьма значительна. Она обычно колеблется от 50 до 100 мг-экв., но иногда достигает даже 130 мг-экв. на 100 г сухой породы. Из них в среднем 45 мг-экв. обменных катионов падает на Са, 25 мг-экв. на Mg, 1,7 мг-экв. на К и 2,1 мг-экв. на Na.

Высокая степень дисперсности и специфический минералогический состав палеоценовых бентонитовых глин Татарии обуславливают ряд важнейших их свойств, в том числе необычайно высокую связующую способность и тугоплавкость. Связующая же способность глин, вводимых в состав формовочной смеси, как известно, и определяет основные, характеризующие ее параметры — прочность на сжатие во влажном и высушенном состоянии.

№ п/п.	Наименование глины	Прочность на сжатие, кг/см ²	
		во влажном состоянии	в высушенном состоянии
1	Бикляньский бентонит	1,25	5,5
2	Нурлатский бентонит	1,12	5,9
3	Огланлинский бентонит	1,05	5,0
4	Часово-ярская огнеупорная	0,35—0,98	2,0—4,3
5	Латненская огнеупорная	0,17—0,93	0,7—2,8

Примечания. 1) Анализ бикляньской и нурлатской глин произведен в НИИЛИТМАШ в 1959 г.

2) По огланлинским, часово-ярским и латненским глинам анализы заимствованы из работы А. Л. Туманского (1957).

Как видно из данных таблицы 2, прочность формовочной смеси, изготовленной с применением палеоценовых глин, близка или несколько выше прочности смеси с применением огланлинского бентонита и значительно превышает прочность смесей, изготовленных с применением огнеупорных глин Часово-ярского и Латненского месторождений, глины с которых также завозятся на машиностроительные предприятия Татарии. Огнеупорность палеоценовых бентонитовых глин Татарии колеблется от 1190° до 1420° С, т. е. близка или несколько выше огнеупорности огланлинских бентонитов, равной 1250° С.

3. Исследованиями, проведенными геологическим институтом Казанского филиала АН СССР в содружестве с НИИЛИТМАШ на ряде машиностроительных заводов Татарии и Москвы, доказана возможность использования местных монтмориллонитовых бентонитовых глин Татарии в качестве связующего материала для всех видов литья и футеровок плавильного пояса вагранок. Особого упоминания заслуживают результаты испытаний, проведенных НИИЛИТМАШ в 1958—1959 гг. на Московском заводе «Серп и Молот» по опробованию рекомендованных КФАН СССР для этих целей палеоценовых глин Бикляньского месторождения для форм «по сырому» стального литья развеса от 300 до 2500 кг. Эти испытания показали высокие физико-механические свойства описываемых глин. Прочность «по сырому» возросла примерно в 1—2,5 раза, улучшилась выбиваемость и качество поверхности литья.

В настоящее время по предложению КФАН СССР и НИИЛИТМАШ аналогичные испытания проводятся на ряде крупных заводов страны, в том числе Горьковском и Уральском автозаводах, Челябинском тракторном и других.

4. Общие геологические запасы монтмориллонитовых (бентонитовых) глин палеоценового возраста на территории Татарии оцениваются в размере около 300 миллионов тонн. Из числа разведанных месторождений наиболее благоприятными экономическими факторами обладают Бикляньское месторождение у ж.-д. станции Круглое Поле близ г. Н. Челны на р. Каме, а также В.-Нурлатское месторождение, расположенное у станции Нурлат — Октябрьск ж.-д. линии Ульяновск — Уфа. Бикляньское месторождение имеет запасы по категории А₂-С в разме-

ре 3,78 млн. м³ (6,8 млн. тонн). Оно эксплуатируется нефтяным управлением Татарского совнархоза для нужд нефтебуровых работ. На месторождении оборудован механизированный карьер с производительностью 150—200 тыс. тонн в год. На базе глин Биклянского месторождения в г. Альметьевске работает завод глинопорошков с производительностью 20 тыс. тонн в год для нужд нефтяной промышленности и строится второй завод такой же мощности. Названные заводы даже при работе на полную мощность далеко не покроют потребностей одного нефтяного управления.

В.-Нурлатское месторождение не эксплуатируется. Запасы его определены по категории А+Б в сумме 1 609 916 м³ (3 млн. тонн) и могут быть еще увеличены. Месторождение расположено в 1,5 км от ст. Нурлат—Октябрьск, в 500 м от железнодорожного полотна.

Из числа разведанных месторождений значительный интерес также представляет Чистопольское месторождение, расположенное на левом берегу р. Камы, на участке между г. Чистополем и с. Змиево. Ориентировочные геологические запасы монтмориллонитовых (бентонитовых) глин здесь оценены в размере около 30 млн. тонн.

Среди многочисленных неразведанных месторождений бентонитовых глин особый интерес представляет Куркачинское месторождение. Оно расположено в 45 км к востоку от г. Казани, у железнодорожной линии на участке между разъездами Чепчуги и Куркачи, близ д. Сидорова Пустошь.

5. Проведенные исследования формовочных глин Татарии позволяют сделать важный вывод о том, что Татарская АССР имеет крупные месторождения высококачественных бентонитовых глин, пригодных для всех видов литья, которыми может обеспечить потребности всех волгоуральских и центральных районов страны.

В связи с изложенным целесообразно рекомендовать Татарскому Совету народного хозяйства рассмотреть вопрос о неотложном сокращении объема и марок завозимых формовочных земель и обеспечении машиностроительных предприятий Татарии местными бентонитовыми глинами с действующего Биклянского глинокарьера и Альметьевского завода глинопорошков.

Целесообразно также рассмотреть вопрос об организации союзного карьера и строительстве на базе В.-Нурлатского месторождения у ж.-д. станций Нурлаты в Октябрьском районе Татарии завода с производительностью до 100 тыс. тонн глинопорошка в год для нужд металлургической промышленности центральных и волго-уральских районов страны, а также нефтяной промышленности края.

ЛИТЕРАТУРА

1. ГОСТ 3226—57. Глины формовочные.
2. Кирсанов Н. В. Плиоценовые глины в Татарской АССР. Тр. Казан. филиала АН СССР, сер. геол. наук, в. 1, 1948.
3. Кирсанов Н. В., Семеновский Ю. В. и др. Закономерности размещения и пути использования строительного минерального сырья на востоке Татарии. Тр. Казан. филиала АН СССР, сер. геол. наук, в. 4, 1957.
4. Туманский А. А. Формовочные глины. Машгиз, 1957.

В. КИРСАНОВ, К. С. АНДРИАНОВ

ФОРМОВОЧНЫЕ ПЕСКИ ТАТАРИИ

Промышленность Татарской АССР ежегодно потребляет около 50 тыс. тонн формовочных песков, завозимых с Люберецкого (Москва), Тамбовского и Балашейского (Куйбышевская область) месторождений. До заполнения Куйбышевского водохранилища в небольшом объеме формовочные пески добывались в районе станции Свяжск. По сообщению технического отдела Татсовнархоза машиностроительным предприятиям Татарии требуются следующие 13 марок песков: 1) 1К 02 А, 2) 2К 02 А, 3) 2К 02 Б, 4) 1К 0315 Б, 5) 2К 0315 Б, 6) 1К 016 А, 7) 2К 016 А, 8) 2К 016 А, 9) П 02 А, 10) П 016 А, 11) П 01 А, 12) П 0063 А, 13) Т 04 А.

При рассмотрении набора необходимых марок песков видно, что требуемое заводами большое количество марок ничем не оправдано. По данным НИИЛИТМАШ (А. Л. Туманский—1956), сведенным в табл. 1, возможна широкая заменяемость песков. Так для мелких чугунных отливок весом до 20 кг и литья медных сплавов требуются пески марок П 01 А или П 016 А, марка П 01 А пригодна также для отливки из алюминиевых и магниевых сплавов (см. табл. 1). Таким образом все цветное и мелкое чугунное литье можно обеспечить одной маркой П 01 А. Для чугунных отливок весом от 20 до 2000 кг требуется песок марки П 02 А или кварцевый той же крупности, идущий также для стального литья и стержневых смесей—марки П—2К 02 А. Крупные чугунные отливки (свыше 2000 кг) производятся в формы, изготовленные с применением крупнозернистых песков (П 04 А, П 0315 А).

Следовательно, для обеспечения всех видов отливок формовочными песками в Татарии практически возможно обойтись тремя марками, используя добавки бентонитовых глин, месторождения которых известны во многих точках ТАССР.

В соответствии с запросом Татсовнархоза и пожеланиями отдельных машиностроительных предприятий г. Казани, в лаборатории минералогии, геохимии и полезных ископаемых геологического института Казанского филиала АН СССР проведены поисковые исследования по выявлению возможностей использования песков Татарии и прилегающих районов Ульяновской области, Марийской и Башкирской АССР в качестве формовочных материалов.

В результате исследования зернового и химического состава 82 проб песков различного возраста установлено наличие 16 марок песков. Материалы по гранулометрическому и химическому составу

Таблица 1

Вид отливок	Технол. показатели формов. смеси			Требующиеся марки песков	Заменители с добавкой формов. глины
	газо-прониц.	прочность кг/см ²	влажность		
Чугунные отливки до 20 кг	25-35	0,3-0,5	4-5	П 01 А П 016 А	Т 016 А, Б; Т 01 А 1-4К 016 А, Б 1-3К 016 А, Б
Чугунные отливки до 200 кг	40-70	0,3-0,5	4,0-5,5	П 02 А П 016 А	1-3К 02 А, Б Т 016 А, Б 1-2К 02 А; 1-2К 0315 А, Б 1-2К 04 А, Б; Т 04 А, Б
Чугунные отливки до 2000 кг	60-120	0,5-0,7	4,5-6,0	П 04 А П 0315 А П 02 А	1-2К 04 А, Б 1-2К 0315 А, Б Т 04 А, Б
Чугунные отливки свыше 2000 кг	60-80	0,55-0,75	7-8	П 04 А П 0315 А	1-2К 04 А, Б 1-2К 0315 А, Б Т 04 А, Б
Стальные отливки до 200 кг	60-80	0,3-0,5	4-5	1-2К 02 А 1-2К 016 А	П 02 А, Б; Т 02 А, Б; П 016 А, Б; Т 016 А, Б.
Стальные отливки до 500 кг	не ниже 100	0,4-0,5	4-5	1-2К 0:15 А, Б	1-2К 02 А Т 02 А П 02 А
Стальные отливки свыше 500 кг	не ниже 70	0,5-0,7	5-7	1-2К 0:15 А 1-2К 02 А	Т 0315 А, Б П 0315 А, Б; П 02 А
Медные отливки	30	0,3-0,6	4,5-6,5	П 01 А П 016 А	1-4К 016 А, Б 1-4К 01 А Т 016 А, Б
Алюминиевые и магниевые сплавы	20-70	0,4-0,75	4,5-6,0	П 01 А П 0063 А	1-4К 01 А; Т 01 А 1-4К 016 А, Б; Т 016 А, Б
Стержневые смеси для чугуновых и стальных отливок				1-2К 02 А 1-2К 0315 Б	Т 02 А, П 02 А, Т 0315 Б, П 0315, Б Т 04 А
Стержневые смеси для цветного литья				1-4К 02 А	1-4К 02 Б; 1-4К 016 А, Б Т 016 А, Б

исследованных образцов приведены в табл. 2 и 3, перечень марок с указанием месторождений дан в табл. 4.

Как видно из таблиц 2, 3 и 4, наиболее часто встречаются тощие среднезернистые пески Т 02 А, Б, второе место по распространению занимают пески марки Т 016 А, Б и К 02 А, Б, затем идут пески К 016 А, Б, П 016 А и Б и П 02 А и Б.

Из всех перечисленных месторождений формовочных песков на территории Татарии разведаны лишь Свияжское, Юдинское и как сырье для стекольной промышленности—Васильевское и Ланшевское.

Свияжское месторождение формовочных песков расположено в 2-4 км к востоку от ж.-д. станции Свияжск в пойме Волги (Свияги). Разведано Горьковским Геолог. управлением, запасы утверждены ТКЗ в 1945 г. До затопления водами Куйбышевского водохранилища эксплуатировалось кустарным образом различными заводами г. Казани. Запасы песков марок 2К 02 А (2К 50/100) и 2К 0315 Б (2К 70/40) на 1/1 1958 г. по категориям В + С₁ составляют 339 тыс. т.

Таблица 2

Марки песков	Коллич. пунктов	Название пунктов
Т 02 А, Б	16	Бишево, Чиреево, Кайбицы, Матюшино, Горки, Дербышки, Киндери, завод К-1, Чингиз, Раифа, Юдино, Каюки, Мал. Клыки, Сокуры, Кам. Поляны, Шушерма.
Т 016 А, Б	9	Юдино, Горки, Сокуры, Чингиз, Юдино (депо), Хут. Ромадановский (Баш. АССР), Яльчик (МАССР), Бирюли, Шушерма.
К 02 А, Б	8	Свияжск, Горки, Собакино, Кундыш (МАССР), Тракторное (МАССР), Байгузино (БАССР), Кутлугазино (БАССР), Сызрань.
К 016 А, Б	4	Юдино, Белобезводное, Ильинка, Котловка.
П 02 А, Б	4	Бишево, Тавлино, Горки, Нов. Спасское.
П 016 А, Б	4	Раифа, Матюшино, Чингиз, Тат. Убей.
П 01 А	3	Юдино, Каюки, Лобовка.
Т 01 А	3	Васильево, Ланшево, Горки.
К 0315 А, Б	2	Свияжск, Собакино.
К 01 А	2	Ланшево, Ильинка.
Ж 02 Б	2	Горки, Чингиз.
К 04 Б	1	Ланшево.
Т 0315 Б	1	Вандовка.
Т 0063 А	1	Хут. Дубровский (БАССР).
Ж 016 Б	1	Горки.
ОЖ 005 А	1	Тавлино.

В настоящее время месторождение затоплено до глубины 9 м и разработка его возможна способом гидромеханизации.

Юдинское месторождение, в 1,5-2 км к западу от ст. Юдино, изучалось в 1941-1942 г. в процессе поисковой разведки. Запасы песков марок К 016 А, П 01 А и Т 016 А определены по категории С₁ в 5175 тыс. тонн. Месторождение требует доразведки.

Васильевское месторождение кварцевых песков расположено в 400 м к северу от ст. Васильево. Разведано в 1943 г. трестом «Ленгеолнефуд». Пески содержат 94,2% SiO₂, 0,37% Fe₂O₃, 0,27% TiO₂, пригодны для изготовления бутылочного стекла. Ситовой анализ образцов, проны для изготовления бутылочного стекла. Ситовой анализ образцов, проны для изготовления бутылочного стекла. Ситовой анализ образцов, проны для изготовления бутылочного стекла.

Ланшевское месторождение, у зап. окраины г. Ланшева, разведано в 1948 г. Горьковским Геолог. управлением. Запасы по категориям А₂+В₁+С₁ равны 533 тыс. т. Кварцевые пески содержат 97,1% SiO₂, 0,24% Fe₂O₃ и пригодны для производства листового стекла пониженного качества. Как недостаток месторождения следует отметить значительную вскрышу (от 0,8 до 9,15 м). Ситовые анализы нескольких образцов показывают, что среди песков Ланшевского месторождения встречаются разности, соответствующие маркам Т 01 А (Т 100/200), К 01 А (К 100/200) и К 04 Б (К 50/30). Особый интерес представляет нахождение очень крупнозернистых песков К 04 Б, потребных некоторым заводам для пескоструйной обработки деталей.

Недостаточно разведанными являются Раифское и Ильинское месторождения.

Раифское месторождение кварцевых песков расположено в 8-10 км к северу от ст. Васильево, около Раифского озера по обоим берегам р. Сумки. Предварительной разведкой запасы песков определены по категории С₂ в 2575 тыс. т. Содержание SiO₂ в песках — 95,3%, Fe₂O₃ —

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ

АНАЛИЗЫ ПЕСКОВ

№№ п/п.	Место взятия образца	Геологический возраст	Зерновой				
			2,0— —1,0	0,85— —0,60	0,6— —0,42	0,42— —0,30	
			№				
			6—12	20—30	40	50	
1	2	3	4	5	6	7	
1	Апастовский р-н, к вост. от д. Вишево, на лев. бер. р. Свяги. Обн. 33, обр. 142; сл. 3, гл. 3,0 м	alQiv	0,70	7,96	34,32		
2	д. Вишево Апастовского района (500 м сев.), обн. 7, сл. 3. (132)	•	0,69	2,02	9,68	21,07	
3	Там же, (193)	•	0,66	2,33	8,42	19,53	
4	• (197)	•	0,35	1,55	9,06	24,42	
5	Чиреево Апастовского р. (р. Була), обн. 33, сл. 3	N ₂	—	0,89	10,45	33,36	
6	д. Горки (юж. окраина г. Казани—овраг), обн. 1, обр. 1	alQI-II	0,27	1,70	7,21	19,85	
7	Там же, обн. 2, обр. 1	•	0,14	0,66	2,90	9,17	
8	• обн. 3, обр. 1	•	0,11	0,08	0,50	10,00	
9	• обн. 1, обр. 2	•	0,36	1,98	6,39	20,63	
10	• обн. 38, глуб. 4,0 м.	•	—	—	—	0,16	
11	• обр. 160, глуб. 8,0 м.	•	—	2,35	—	76,57	
12	• обр. 161, глуб. 11,0 м.	•	0,00	0,98	—	70,73	
13	• обр. 162, глуб. 11,5 м.	•	0,00	0,01	—	0,10	
14	(овраг)	•	0,19	3,53	—	16,59	
15	•	•	0,34	0,63	2,60	13,82	
16	•	•	0,08	0,72	3,97	17,18	
17	Голубое оз. (Казань)	alOvi	1,02	4,62	16,10	17,61	
18	р. Казанка (в городе)	•	—	0,36	—	17,61	
19	Чингиз (Казань), обр. 201	•	0,01	0,09	0,67	5,52	
20	• обр. 202	alQiv	0,05	0,27	1,62	6,44	
21	• обр. 203	•	0,04	0,30	1,92	7,70	
22	• обр. 204	•	—	0,29	3,14	14,49	
23	• обр. 205	•	—	0,30	3,31	14,73	
24	• обр. 206	•	0,28	0,91	3,74	15,22	
25	Дербышки (у верх. конца) (г. Казань)	alQI-II	0,24	3,18	—	32,64	
26	Глинокарьер а-да К-1 (Казань)	•	0,04	0,46	3,75	18,04	
27	Киндери 96—105 (г. Казань)	•	0,22	0,68	2,07	8,60	
28	д. М. Клык (овраг в правобережьи р. Ноксы), прав. овражек	•	0,00	0,53	—	27,35	
29	ст. Васильево, 52—101—113, Зеленодольский р-н	•	0,00	0,00	0,10	1,04	
30	Ильинка (д. Ильинское, вост. окраина), Зеленодольский район	•	0,41	1,02	2,34	4,57	
31	Там же	•	0,10	0,33	0,51	3,08	
32	Бело-Безводная, Зеленодольский район (600 м ю. з. опушки леса)	•	0,02	0,71	3,75	9,93	
33	Там же	•	0,10	0,70	3,27	10,38	
34	Раифа (южн. окраина озера)	•	0,31	0,86	6,25	22,13	
35	•	•	0,26	1,08	7,00	22,63	
36	•	•	0,02	0,04	1,00	7,82	
37	Юдино. Около вагонного депо	alQII-III	0,11	2,13	—	15,81	
38	• Ниша у входа в депо	•	0,22	4,10	—	35,00	
39	Юдино—депо	•	0,01	1,20	—	13,78	
40	Совхоз Бирюлинский, Высокогорск. район	•	—	0,04	1,15	8,27	
41	Сидорова Пустошь, Высокогорского района (1,3 км вост., вершина оврага)	N ₂	—	0,01	0,09	2,82	
42	Свияжский карьер	alQiv	0,02	1,20	11,40	37,80	
43	•	•	0,40	1,30	7,94	34,30	

состав по ГОСТУ 3584—53

0,30— —0,21		0,21— —0,15		0,15— —0,105		0,105— —0,075		0,075— —0,053		0,053— —0,020		0,020		Марка песков	
мера сит														ГОСТ 2138—56	То же с измен. 1958 г.
70	100	140	200	270	тазик	глинистая состав- ляющая	13	14	15	16					
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
13,67	19,92	6,63	1,0	1,64	14,16	П 50/100	П 02 А								
25,49	23,23	8,18	1,90	0,28	1,77	5,96	Т 100/50	Т 02 Б							
21,63	19,07	8,66	3,20	0,58	4,67	11,22	П 50/100	П 02 А							
27,68	17,98	6,74	2,40	0,34	3,16	6,38	Т 50/100	Т 02 А							
31,34	15,21	1,29	0,13	—	0,46	6,87	Т 50/100	Т 02 А							
20,46	12,85	8,15	6,24	1,48	11,60	10,19	П 50/100	П 02 А							
16,14	14,78	7,09	6,14	1,86	16,10	25,02	Ж 100/50	Ж 02 Б							
13,19	35,32	14,69	4,06	0,25	0,48	21,32	Ж 140/70	Ж 016 Б							
35,05	22,96	6,48	2,55	0,32	1,11	2,17	Т 100/50	Т 02 Б							
2,85	61,18	19,12	7,06	1,56	1,99	6,08	Т 100/200	Т 01 А							
12,37	5,73	1,06	0,39	—	0,25	1,28	К 50/100	К 02 А							
14,60	4,42	4,62	1,19	—	0,46	3,00	Т 50/100	Т 02 А							
0,17	43,04	33,74	7,66	4,26	2,34	8,68	Т 100/200	Т 01 А							
10,15	17,42	9,55	8,33	6,97	10,24	16,03	П 100/50	П 02 Б							
27,31	27,88	14,70	5,79	0,87	3,48	2,58	Т 70/140	Т 016 А							
26,88	21,68	5,67	1,98	0,59	5,83	15,42	П 100/50	П 02 Б							
9,02	39,04	11,56	3,24	3,50	3,14	8,76	Т 100/50	Т 02 Б							
44,92	31,48	0,24	2,92	0,04	0,14	2,26	Т 200/50	•							
14,87	26,39	19,01	11,15	1,96	15,34	4,99	Т 140/70	Т 016 А							
15,10	26,48	17,2	9,89	1,71	11,10	10,12	П 140/70	П 016 А							
13,96	12,66	6,80	5,74	1,97	25,21	23,62	Ж 100/50	Ж 02 Б							
24,39	23,38	10,61	4,73	0,85	0,90	7,22	Т 100/50	Т 02 Б							
24,18	22,67	10,10	5,56	0,96	11,48	6,71	Т 100/50	•							
27,50	25,13	10,69	3,85	0,71	5,69	6,28	Т 100/50	•							
21,18	31,58	5,86	1,32	—	0,53	3,47	Т 50/100	Т 02 А							
38,63	27,53	7,96	2,21	0,42	0,96	4,00	Т 100/50	Т 02 Б							
23,23	35,39	19,20	6,50	0,57	1,66	1,88	К 70/140	К 016 А							
34,69	21,95	9,41	0,53	0,53	3,96	4,58	Т 50/100	Т 02 А							
8,87	27,62	27,21	22,93	5,42	6,81	3,0	Т 100/200	Т 01 А							
13,48	31,39	32,51	10,17	1,12	2,99	1,4	2К 140/70	2К 016 Б							
9,18	29,05	35,45	11,76	1,77	8,77	4,4	К 100/200	К 01 А							
21,63	36,72	22,29	4,28	0,24	0,44	0,68	2К 140/70	2К 016 Б							
21,36	35,47	20,54	7,70	0,21	0,28	1,80	2К 70/140	2К 016 А							
34,16	23,50	7,83	2,07	0,41	2,48	2,40	Т 100/50	Т 02 Б							
31,35	21,54	6,42	1,93	0,33	2,49	4,97	Т 50/100	Т 02 А							
19,03	26,71	18,37	7,98	2,01	16,92	10,3	П 70/140	П 016 А							
13,54	35,27	13,31	5,52	—	2,52	11,79	Т 100/50	Т 02 Б							
21,60	29,60	5,80	1,00	0,16	0,22	2,30	Т 50/100	Т 02 А							
16,68	38,28	13,78	2,34	2,56	3,20	9,17	Т 70/140	Т 016 А							
26,65	39,46	16,03	3,26	0,15	1,21	3,78	Т 70/140	Т 016 А							
19,87	31,58	13,09	6,31	0,70	—	3,13	Т 70/40	Т 0315 Б							
37,00	8,80	1,60	0,40	0,20	0,20	0,40	3К 70/40	3К 0315 Б							
46,40	8,00	0,90	0,10	0,10	0,14	0,20	2К 50/100	2К 02 А							

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
44	Свияжск. 52—97—106	alQIV	0,00	0,10	0,41	3,04	24,56	56,25	14,26	1,02	0,21	0,24	1,00	ЗК 70/40	ЗК 03151
45	Ланшевский р-н, Ланшево (овраг у с.-з. окраины) сл. 6, обр. 5, гл. 10,5 м	N ₂	—	0,02	0,02	0,38	4,26	41,71	44,39	8,21	0,42	0,59	1,02	К 100/200	К 01А
46	Там же, сл. 7, обр. 8, гл. 14,0 м	•	3,35	10,61	40,08	28,18	6,68	5,76	3,51	1,23	0,20	0,40	0,48	К 50/30	К 04В
47	Ланшево, обн. 1, обр. 6, гл. 12,0 м	•	0,00	0,01	0,10	0,50	13,05	64,20	9,17	2,25	1,53	9,20	Т 100 200	Т 01 А	
48	Каюки Ланшевского р. (2 км сев.-вост. в овра- ге), обн. 15, сл. 6, обр. 5, гл. 6,5 м	•	0,11	0,03	0,63	3,07	9,61	19,28	21,35	18,37	5,54	22,12	12,53	П 100/200	П 01 А
49	Там же, обн. 15, сл. 7, обр. 6, гл. 7,5 м	•	0,11	0,44	4,00	16,54	38,30	22,98	9,19	5,36	0,99	2,09	6,70	Т 100 50	Т 02 Б
50	с. Матюшино, Ланшевский р-н, 1-я надпоймен- ная терраса	alQII-III	0,04	0,92	25,21	36,17	31,49	2,53	0,83	0,49	2,32	1,90	10,41	Т 100,50	Т 02 Б
51	с. Матюшино, лев. бер. р. Волги	•	0,01	1,14	9,28	8,68	36,20	19,78	7,76	4,84	0,49	2,32	10,41	П 140 70	П 016 В
52	д. Сокуры (300 м восточн., овраг), Ланшевский р-н, сл. 3, обр. 2, гл. 2,5	N ₂	0,10	0,42	3,65	14,89	27,14	26,78	22,57	2,87	0,42	1,16	7,93	Т 70,140	Т 016 А
53	Там же, сл. 4, обр. 3, гл. 4,5 м	•	0,06	0,08	1,01	28,34	52,53	14,66	2,20	0,45	0,10	0,57	2,92	Т 50/100	Т 02 А
54	• сл. 5, обр. 4, гл. 4,9 м	•	0,17	0,25	2,32	38,50	45,30	9,99	2,06	0,48	0,14	0,73	3,64	Т 50,100	•
55	• сл. 6, обр. 5, гл. 5,0 м	•	0,49	0,49	0,46	23,67	59,94	11,65	1,41	0,53	0,15	1,21	5,68	Т 50/100	•
56	• сл. 7, обр. 6, гл. 5,3 м	•	0,19	0,09	0,96	37,00	51,25	5,79	1,70	0,83	0,27	1,94	2,74	Т 50/100	•
57	д. Н. Спаское (Алексеевский р-н), обн. 8, обр. 30, гл. 11,0 м	alQI-II	0,02	0,15	—	17,67	16,99	36,15	6,95	—	2,74	2,86	16,12	П 100/50	П 02 Б
58	Камские Поляны, Шереметьевский р-н (5—7 км ниже пристани), барханный песок	QIV	—	0,17	9,79	29,09	49,38	6,09	1,35	—	0,60	3,53	2,01	Т 100,50	Т 02 Б
59	Котловка (о-в на р. Каме), Елабужский р-н	•	0,00	0,21	16,30	42,17	29,47	6,71	1,73	1,16	0,41	2,04	1,42	2К 140/70	2К 016 В
60	Прист. Вандовка (о-в на р. Каме)	•	0,04	0,12	14,91	36,69	33,08	10,53	2,67	0,84	0,02	1,10	2,2	Т 70/40	Т 0 315 В
61	Лев. бер. р. Кубня, пересечение тракта Нурлаты— Кайбизы (Нурлатский р-н)	•	0,4	3,70	27,70	23,90	37,42	3,08	—	0,56	0,30	0,62	2,18	Т 100/50	Т 02 Б
62	д. Тавлино (вост. бер. р. Кармели), Нурлатский р-н, обн. 27, сл. 4, гл. 3,5, обр. 122	N ₂	0,05	0,17	1,77	14,10	39,50	20,12	3,61	1,56	0,17	20,7	16,78	П 100/50	П 02 Б
63	Там же, обн. 25, сл. 4, гл. 3,5 м	•	—	—	—	0,03	0,26	2,71	10,47	13,99	14,98	3,08	21,68	ОЖ 200,270	ОЖ 005
64	д. Тат. Убей (700 м с.-з. левый бок оврага), обн. 37, сл. 3, гл. 4,0 м, обр. 154	Cr ₁	0,00	0,22	—	11,50	20,11	38,42	14,60	—	1,29	1,77	12,09	П 70/140	П 016 А
65	Лобовка, Кузнечихинский р-н, обн. 21, сл. 8 (150 м сев.-зап. села, прав. бок оврага), обр. 93, гл. 4,5 м	alQI-II	0,05	1,14	19,68	25,69	38,40	6,01	2,19	0,04	0,73	5,07	15,84	Т 100,200	Т 01 А
66	Чубарово, 94—103	alQIV	—	0,10	0,10	0,82	2,55	5,70	6,41	13,55	6,00	48,93	15,84	П 200 270	П 005 В
67	Шушерма (южн. окраина—пр. бок оврага), обн. 24, гл. 3,8, обр. 110	N ₂	—	—	—	1,75	18,79	68,84	4,15	1,01	0,67	4,79	5,18	Т 70/140	Т 016 А
68	Там же, обн. 24, сл. 5, гл. 4,0 м (обр. 111)	•	0,00	0,00	0,00	0,42	5,04	69,72	17,60	1,32	0,72	5,18	4,49	Т 140/70	Т 016 Б
69	• обн. 24, гл. 6,0 м (обр. 112)	•	—	0,05	0,00	2,13	13,88	72,35	5,30	1,14	0,76	4,49	2,54	Т 70/140	Т 016 А
70	• обн. 24, сл. 5, гл. 8,5 м (обр. 113)	•	0,00	0,00	0,00	8,00	38,44	48,65	1,17	0,86	0,34	2,54	—	Т 100/50	Т 02 Б
71	Гидроствор Вязовской ГЭС. Против с. Собакино (р. Волга)	alQIV	—	7,00	11,75	15,12	12,88	38,59	5,76	1,30	0,44	—	—	К 100 50	К 02 В
72	Мелководье у с. Собакино (р. Волга)	•	—	18,5	22,70	23,72	19,40	3,80	0,20	0,10	—	—	—	К 40/70	К 0315 А
73	Между дд. Курочкино и Собакино (в ср. части Волги)	•	—	1,26	1,45	3,51	13,89	71,70	1,85	0,63	0,21	0,20	—	К 100,50	К 02 Б
74	Ульяновск обл., 35 км западнее Сызрани	Pg	0,53	10,10	46,95	29,83	10,76	0,35	—	0,12	0,12	0,73	—	К 50/100	К 02 А
75	Башкирская АССР (д. Байгузино — 300 м сев., на р. Белой), обн. 26	•	—	0,90	—	65,60	28,90	3,64	0,10	0,18	0,24	0,42	0,02	К 50/100	•
76	Там же, д. Кутлугазино, Красноуфольский р-н (1,5 км вост. Песчаная Гора), обн. 54, гл. 5,0 м	•	—	1,04	—	27,34	36,12	32,38	0,48	0,26	0,76	0,14	0,48	Т 70/140	Т 016 А
77	Там же, Мелеузовский р., хут. Ромадановский	•	—	0,08	—	3,12	7,40	57,56	18,14	2,94	1,40	8,15	22,22	Т 140,270	Т 0063 А
78	• хут. Дубровский	•	—	0,12	—	0,34	0,50	7,48	12,94	14,24	22,42	19,74	—	—	•
79	Марийская АССР, Яльчик (800 м зап. озера, в сосновом бору), барханный песок	alQIV	0,07	0,77	—	6,31	10,40	43,12	17,58	—	9,92	5,14	6,69	Т 140/70	Т 016 Б
80	Кундыш, Мар. АССР, обр. 11	•	0,03	0,06	3,56	21,24	36,84	36,84	0,74	0,04	0,02	—	1,40	К 100/50	К 02 Б
81	• обр. 12	•	0,04	0,34	2,51	8,04	19,64	65,46	2,51	—	—	—	—	•	•
82	3,5 км западнее ж.-д. стан. Сунок, Мар. АССР, обр 9	alQI-II	0,06	0,65	4,95	12,56	23,45	50,66	6,15	0,31	—	—	1,21	•	•

Примечание: 1) Анализы произведены в лаборатории минералогии, гео
А. М. Дымкиным: 1,6—18, 25—28, 37—39, 47, 50, 51, 57, 58, 61, 64, 65, 67—70, 74—76, 78, 79;
Т. А. Кузнецовой: 2—5, 19—24, 40—41, 62—63, 66;
Л. А. Степановым: 44—46, 48—49, 52—56;
В. К. Толмачевой: 29—34, 36, 60;
А. А. Сабитовым: 80—82.
2) Анализы 42 и 43 заимствованы из работы А. Л. Туманского (1956), ана-

химии и полезных ископаемых КФАН СССР

лизы 71—73—из работы В. А. Полянина (1955).

ХИМИЧЕСКИЕ

№№ п.п.	Место взятия образца	Вода при 105°
1	2	3
1	Апастово, Апастовского района (к вост. от д. Вишево на лев. берегу р. Свияги) обн. 35, обр. 142, гл. 3,0	0,22
2	Бело-Безводная 52-99-110. Зеленодольский р-н (600 м юго-зап. опушки леса)	0,13
3	Там же, овраг «Сапа»	—
4	• • верхняя часть разреза, обр. 213	0,27
5	• • нижняя часть разреза, обр. 212	0,35
6	Ст. Васильево. Месторождение «Попова долина», надпойм. терраса Волги. 300-400 м к сев. от станции миним. содержание из 34 анализов	0,00
	максим. • •	0,49
	среднее • •	0,39
7	Горки, обн. 38, гл. 11,0 (правая ветвь оврага, от устья 2,5 км)	0,12
8	Горки, овраг в основании террасы, около устья оврага, обр. 356	0,35
9	Ильинка, Зеленодольский р-н, 52-99-109 (Ильинское, вост. окраина)	0,16
10	Там же, 52-98-107	0,07
11	• шурф 1/180	—
12	• шурф 2/79	—
13	Лаишевский овраг, верхняя часть разреза, обр. 146	0,12
14	• мелкие линзы в середине толщи, обр. 145	0,07
15	• нижняя часть разреза	0,34
16	Раифа (южная окраина озера), 52-100-111	0,37
17	Раифа, 12 км к сев. от ст. Васильево у озера, по обеим берегам р. Сумки (р-н устьевой части Сар-Булак) миним. содерж. из 9 анализов	—
	максим. • •	—
	среднее • •	—
18	Свияжск, 52-97-106	0,06
19	Свияжский карьер	—
20	• песок марки К 02 А	0,20
21	д. Сокуры, овраг, обр. 1	0,95
22	• обр. 2	5,88
23	• обр. 3	0,33
24	Котловка, остров на Каме, Елабужский район	0,13
25	3,5 км западнее ж. д. Сурок, Мар. АССР, обр. 9	0,31
26	Кундыш, Мар. АССР, обр. 12	0,21
27	• обр. 11	0,30
28	Тамбовский карьер, песок марки П 01 А	0,23
29	Балашейский карьер, песок марки К 016 А	0,25
30	Люберецкий карьер, песок марки К 02 А	—

Примечание. Анализы № 6, 11, 17 заимствованы из работы Н. В. Лизы 19, 30 — из работы А. Л. Туманского (1956 г.), остальные выполнены в лабора (анализы 1, 2, 7, 9, 10, 12, 16, 18, 20, 24, 28, 29) и З. Ш. Мустафиной (анал. 25-27).

АНАЛИЗЫ ПЕСКОВ

Содержание, %									
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	пп выше 105°
4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
94,05	0,88	0,71	не обн.	1,26	0,24	0,88	0,61	—	1,33
96,75	0,71	0,51	•	0,43	0,19	0,54	0,48	—	0,36
98,71	0,55	10,8	—	—	—	—	—	—	—
97,88	0,64	0,16	0,10	0,24	0,00	—	—	—	0,35
98,04	0,21	0,34	0,06	0,16	0,12	—	—	—	0,66
91,12	1,36	0,18	0,098	0,14	—	—	—	—	0,00
96,12	3,65	0,50	0,46	0,22	—	—	—	—	0,18
94,2	2,72	0,37	0,33	0,20	—	—	—	—	0,15
98,01	0,31	0,51	не обн.	0,43	0,07	0,22	0,19	—	0,21
94,12	3,21	0,35	0,17	0,39	0,39	—	—	—	0,27
95,95	0,95	0,82	не обн.	0,37	0,25	0,62	0,41	—	0,41
96,34	0,80	0,51	не обн.	0,46	0,13	0,72	0,59	—	0,38
94,31	—	0,20	0,03	—	—	—	—	—	—
96,11	—	0,17	0,07	—	—	—	—	—	—
98,84	1,25	0,08	0,13	0,22	0,06	—	—	—	0,18
98,84	1,43	—	0,15	0,07	0,00	—	—	—	0,11
97,98	0,70	0,4	0,09	0,13	0,00	—	—	—	0,55
91,74	2,42	1,84	0,20	0,63	0,26	1,01	0,89	—	1,15
93,26	—	0,45	0,0	—	—	—	—	—	0,35
97,54	—	1,03	0,19	—	—	—	—	—	0,59
95,3	—	0,72	0,085	—	—	—	—	—	0,48
95,19	0,98	0,41	не обн.	0,68	0,23	0,96	0,88	—	0,60
96,5	1,30	—	—	1,10	0,25	—	—	—	0,25
97,67	0,20	1,31	—	0,40	0,04	0,25	0,13	0,04	0,53
86,81	7,01	1,74	—	0,71	0,45	—	—	—	1,50
73,64	12,74	4,60	—	1,00	1,62	—	—	—	4,17
96,92	0,82	0,53	—	0,21	0,69	—	—	—	0,3
91,25	2,34	1,53	0,18	0,75	0,41	1,40	1,07	—	0,78
97,34	1,62	—	0,23	0,09	—	—	—	0,33	0,64
97,88	1,39	0,46	0,27	0,03	—	—	—	0,29	0,23
98,85	0,98	—	0,22	0,03	—	—	—	0,27	0,31
93,45	2,31	1,63	0,37	0,16	0,21	0,39	0,31	—	1,33
97,87	0,46	1,06	0,21	0,01	—	0,16	0,08	0,04	0,59
98,49	0,51	0,26	0,035	0,11	0,06	0,23	—	—	0,24

Кирсанова (1940), анализы 3, 4, 5, 8, 13-15, 21-23 — из работы В. А. Полянина; аналитики Геологического института Казанского филиала АН СССР В. К. Аментовой

0,72%. По гранулометрическому составу пески соответствуют маркам Т 02 (Т 50/100) и П 016 (П 140/70).

Ильинское месторождение (в 5 км сев.-зап. ст. Васильево) характеризуется меньшим содержанием в песках окиси железа (Fe_2O_3 — 0,17—0,20%) при содержании SiO_2 94,31—96,1%. Ориентировочные запасы песков по категории С₂ определены в 412 тыс. т. Зерновой состав позволяет отнести пески к формовочным марок К 01 А (К 100/200) и К 016 А (К 70/140).

Остальные пункты нахождения формовочных песков, перечисленные в табл. 4, не разведывались. Наибольший интерес из них представляют точки, расположенные вблизи от железной дороги по правобережью Волги — Бишево, Чиреево, Кайбицы, Тавлино (марки Т 02 А и Б, П 02 А и Б, ОЖ 005 А), на территории МАССР — Кундыш (К 02 А) и в приказанском районе — Сокуры (Т 02 А и Т 016 А), Белобезводное (К 016 А), Горки (К 02 А, Т 02 А, Т 016 А, П 02 А, Т 01 А, Ж 02 Б, Ж 016 Б).

На основании изложенного выше представляется возможным сделать следующие выводы:

1. Местные месторождения формовочного сырья могут обеспечить литейную промышленность нужными марками формовочных песков и глины, а поэтому целесообразно отказаться от загрузки железнодорожного транспорта излишними перевозками.

2. Необходимо решить вопрос о возможности максимального сокращения количества марок формовочных песков, потребляемых промышленностью. По-видимому, целесообразно все цветное и мелкое чугунное литье производить в формы, изготовляемые из песков марки 2К 016 А с добавкой формовочных бентонитовых глин Биклянского месторождения, а для крупных чугунных и стальных отливок использовать пески марки 2К 02 А.

3. Всю потребность машиностроительной промышленности Татарии в формовочных песках можно удовлетворить за счет разработки двух месторождений — Свяжского и Юдинского. Для этого необходимо решить вопрос о возможности возобновления добычи песков из Свяжского подводного карьера способом гидромеханизации с применением землесосных или землечерпательных снарядов, а также произвести доразведку и утверждение запасов по Юдинскому месторождению песков.

ЛИТЕРАТУРА

1. ГОСТ 2138—56. Пески формовочные (с изменениями 1958 г.).
2. Кирсанов Н. В. Пески. Геология и полезные ископаемые Тат. АССР, Казань, 1940 г.
3. Полянин В. А. Кварцевые пески четвертичных отложений долин рек Волги и Камы в пределах Татарии и возможности их использования в стекольной промышленности. Известия КФАН СССР, серия геологич. наук, 1950 г., № 1.
4. Туманский А. Л. Формовочные пески. Машгиз, 1956 г.

П. Н. ЗАЛЕЗНЯК

ПРИМЕНЕНИЕ ПЛИОЦЕНОВОЙ ГЛИНЫ ТАТАРИИ ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ АКТИВНОСТИ ЖЕЛАТИНЫ

Повышение активности фотографической желатины является одной из важнейших проблем желатинового производства.

В литературе нет абсолютной ясности и исчерпывающих данных о природе веществ, снижающих фотографическую активность желатины.

В. А. Бекунов (1937) указывает, что антисенсибилизаторы — вещества, снижающие фотографическую активность желатины — имеют отрицательный заряд.

А. Штейгман в работах по изучению примесей желатины утверждает, что альбуминоподобные вещества благодаря своим высоким защитным свойствам оказывают тормозящее действие на процесс физического и химического созревания. Правда, в данном случае неясно, оказывают ли вышеназванные вещества тормозящее действие только на скорость химического созревания или также на активность — высоту потолка чувствительности синтезированной на данной желатине эмульсии. Далее А. Штейгман высказывает предположение, что в желатине присутствуют тормозители: дистин, нуклеиновокислый натрий. По его мнению, тормозящие вещества желатины могут быть частично удалены промывкой холодной водой, полнее же всего они удаляются адсорбцией на активном угле.

В своей работе по удалению веществ, снижающих фотографическую активность желатины, мы исходили из предположения, что эти вещества имеют отрицательный заряд, и применяли адсорбенты, положительно заряженные. К числу таких адсорбентов относятся отбеливающие земли. Отбеливающие глины, входящие в эту группу горных пород, широко применяются для очистки нефтепродуктов, растительных масел и животных жиров. Они также применяются для очистки уксуса, вина, фруктовых соков, мутных вод.

Для удаления веществ, снижающих фотографическую активность желатины, нами применялись глины в естественном и активированном виде.

В работе П. Н. Залезняк и Н. В. Кирсанова (1956) приведены цифры, показывающие значительный прирост активности желатины в результате обработки отбеливающими глинами. Прирост активности определялся при сравнении данных фотографических испытаний исходных и обработанных адсорбентами образцов желатины по ГОСТу 317—52.

Так как в указанной выше работе удалось показать благоприятное действие глины на активность желатины, назрела необходимость дальнейшую работу вести с таким расчетом, чтобы была возможность непосредственного применения полученных результатов на практике. Выполнение этой задачи освещается в данной работе. В связи с этим представляло также значительный интерес проверить действие отбеливающих глины на активность желатины не по ГОСТу 317—52, а по какому-либо рецепту, имеющему применение на киноплочных фабриках. Поэтому для выявления эффекта действия адсорбентов брался рецепт рентген «Х», причем синтез эмульсии и все промеры производились в композиционном бюро Казанского химзавода им. Куйбышева.

Наибольший интерес представляют для внедрения в производство адсорбенты местного происхождения, так как они более всего доступны и дешевы.

В последние годы в Татарии открыты новые крупные месторождения высокоактивных глины, получивших широкое применение для изготовления раствора, необходимого при бурении глубоких скважин. Таковы, например, Ямашинское и Бикляньское месторождения глины (Кирсанов Н. В. и др. 1957). На базе Бикляньского месторождения палеоценовых глины в г. Альметьевске работает завод глинистых порошков.

Старший научный сотрудник КФАН СССР Н. В. Кирсанов рекомендовал применить для обработки желатины высококачественную глину Ямашинского месторождения. По его данным в составе глины Ямашинского месторождения имеются следующие минералы:

Минералы	Монтмориллонит	Гидро-мусковит	Галлу-азит	Алло-фан	Био-тит	Каолинит
Содержание, %	60—75	20—25	1—3	1—2	1—1	1—2

По данным того же автора (1948 г.), химический состав монтмориллонита палеоценовых глины Татарских месторождений может быть выражен следующей формулой: $0,3MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot 2,5H_2O$.

Образцы глины Ямашинского месторождения получены нами в КФАН СССР. Там же производился размол и отсев глины. Для обработки применялась глина с тонной помола частиц, проходящих через сито № 200 (d частиц < 0,074 мм). Такая тонна помола диктовалась необходимостью увеличить активность глины, так как по литературным данным [7] тонкий помол увеличивает обмен катионов до трех раз.

Минералогический состав глины Ямашинского месторождения свидетельствует о наличии большого содержания монтмориллонита. На основании литературных данных (Гинзбург И. И., 1941) о механизме действия глинистых материалов известно, что глины с большим содержанием монтмориллонита должны обладать высокими адсорбционными свойствами.

Механизм действия глинистых материалов представляется в следующем виде. Глинистые минералы обладают свойствами сорбировать некоторые катионы и анионы и превращать их в обменные, т. е. в ионы, способные обмениваться на другие катионы или анионы при взаимодействии в водном растворе. Катионный обмен в глинах более изучен. В глинистых материалах обычными обменными катионами являются: Ca^{++} , Mg^{++} , H^+ , K^+ , Na^+ . Свойства глинистых материалов сильно зависят от обмениваемых ионов.

Причиной катионного обмена является нарушение вокруг краев алю-

мокремневых единиц, вызывающее повышение некомпенсированных зарядов, уравнивающееся адсорбированными катионами.

В монтмориллонитовых минералах катионный обмен является следствием замещения внутри структуры четырехвалентного кремния трехвалентным алюминием в тетраэдрических слоях и трехвалентного алюминия ионами низкой валентности в октаэдрических слоях, что приводит к некомпенсированным зарядам структурной ячейки.

Среди глинистых минералов монтмориллонит обладает наибольшей емкостью катионного обмена (100—150 мг-экв. на 100 г породы).

По данным Р. Е. Грим (1956) глинистые минералы вступают с органическими ионами в реакцию ионного обмена. Исключительно большой способностью к ионному обмену с органическими ионами обладает монтмориллонит. Органические ионы адсорбируются на базальной плоскости поверхности монтмориллонита. Минералогический состав адсорбентов обуславливает их активность. В нашей работе обработке палеоценовыми глинами подвергались малоактивные желатины. При обработке желатины была принята следующая методика: из сухой желатины готовили 10%-ный раствор, который нагревали до температуры 60—62°. К нагретому раствору добавляли воздушно-сухую глину в определенном проценте от веса желатины. Затем в течение 30 минут раствор желатины с добавкой глины вручную перемешивали, после чего глину отделяли фильтрованием через слой целлюлозной массы.

Фильтрованный раствор желатинизировали, сушили и наконец дробили. Готовую желатину параллельно с исходной необработанной подвергали фотографическим испытаниям, для чего в композиционном бюро химзавода им. Куйбышева проводился синтез эмульсии по рецепту рентген «Х». Результаты испытаний приведены в таблице 1.

Из таблицы 1 видно, что обработка палеоценовыми глинами Татарии повышает светочувствительность эмульсии, изготовленной на обработанной желатине, от 50 до 100% при незначительном увеличении вуали.

Положительные результаты обработки желатины палеоценовыми глинами вызвали необходимость изготовления полупроизводственной партии для проверки на киноплочной фабрике в цеховых условиях.

Полупроизводственная партия желатины готовилась на установке, предназначенной для обработки желатины окисью магния. Установка эта мало подходит для проведения обработки палеоценовыми глинами, так как фильтрующий слой целлюлозы на ней невелик и допускает проскок глины. О проскоке глины в фильтруемый раствор свидетельствует пониженная прозрачность обработанной желатины. Так партия желатины 4257 до обработки имела прозрачность по ГОСТу 317—52, равную 12 см, а после обработки глиной на установке — всего 8,5 см; при наличии же достаточного слоя фильтрующего материала прозрачность обработанной желатины повышается по сравнению с необработанной. Однако на установке нельзя осуществить хорошую плотность фильтрующего материала.

Партия 4257 после обработки глиной совместно с необработанной была передана на испытание Казанскому химзаводу им. Куйбышева.

В таблице 2 приведены результаты испытаний. Из рассмотрения полученных данных можно сделать вывод, что в условиях, приближающихся к цеховым, обработка желатины палеоценовыми глинами дает такой же эффект, какой был получен в лабораторных условиях.

При наличии соответствующей фильтрации описанный метод может быть применен в производственных условиях.

Наименование желатины	2-3 созре- вание		Фотосвойства			Время про- явления, мин.	Параметры готовой эмульсии					
	Т°	время	S _d	γ	D ₀		P _{нг}	pH	E	γ	h, см	
Серия 4008 необработанная	44°	180	160°	2,35	0,07	2,92 2,63	---	---	---	---	13,00	---
Серия 4008, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения			170°	2,2	0,09							
Серия 4008, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения и отфильтрованная через более плотный фильтровальный слой			260°	2,2	0,09							
Серия 4113 необработанная			265°	2,2	0,11							
Серия 4113, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения	44°	180	320°	2,2	0,14	2,63	---	---	---	---	11,37	---
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения			340°	2,15	0,15							
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения	44°	180	210°	2,5	0,13	2,47	---	---	---	---	---	---
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения			240°	2,4	0,15							
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения	44°	180	375°	2,4	0,13	---	---	---	---	---	---	---
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения			450°	2,1	0,25							
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения	44°	180	190°	2,8	0,05	---	---	---	---	---	---	---
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения			195°	2,55	0,11							
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения	44°	180	260°	2,9	0,09	---	---	---	---	---	---	---
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения			300°	2,9	0,13							
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения	44°	180	95°	0,06	0,06	---	---	---	---	---	---	---
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения			105°	0,08	0,08							
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения	44°	180	120°	0,14	0,14	---	---	---	---	---	---	---
Серия 4121, обработанная 5% плиоце- вой глиной из Ямашинского месторож- дения			145°	0,16	0,16							

Наименование желатины	Наименование рецепта	Фотосвойства			Время проявле- ния, мин.
		S _d	γ	D ₀	
Партия 4257 необработанная	Рентген «Х»	130°	3,5	0,12	6
		150°	4,3	0,18	8
Партия 4257, обработанная 5% глиной Ямашинского месторождения		250°	4,0	0,17	6
		260°	4,3	0,17	8

Предлагаемый способ переработки малоактивных желатин в вы-
сокоактивные достаточно эффективен и экономически выгоден.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бекун В. А. Фотографическая желатина. Козлов П. В. «Технология фотокиноплёнки» т. II ГИЗ «Искусство», 1937.
2. Бетехтин А. Г. Минералогия. Государственное издательство геологической литературы, 1950.
3. Гинзбург И. И. Глины и каолин. Неметаллические ископаемые, т. IV, издание АН СССР, 1941.
4. Грим Р. Е. Минералогия глины, ИЛ, Москва, 1956.
5. Залезняк П. Н. и Кирсанов Н. В. ЖПХ, XXIX, 1950—1956.
6. Кирсанов Н. В., Семеновский Ю. В. и другие. Закономерности размещения и пути использования строительного минерального сырья на востоке Татарии (для нужд нефтяных районов и сооружения Нижнекамской ГЭС). Труды Казанского филиала АН СССР, серия геологии, в. 4, Казань, 1957.
7. Кирсанов Н. В. Плиоценовые глины в Татарской АССР. Труды Казанского филиала АН СССР, серия геологии, вып. 1, Казань, 1948.
8. Кирсанов Н. В. К методике определения глинистых минералов иммерсионным методом при больших увеличениях. Изв. Казанского филиала АН СССР, серия геологии, 5, Казань, 1948.
9. Штейгман А. Phot. kor., 70, 184, 1934.
10. Штейгман А. Восстанавливающие вещества желатины. Sci. Ind. photogr. [2] 21, 1950
11. Штейгман А. Sci. Ind. photogr. [2] 22, 441—53, 1951.

Ю. В. СЕМЕНТОВСКИЙ

ТАБЛИЦЫ ДЛЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПЕРЕСЧЕТОВ
В ЛИТОЛОГИИ

При использовании данных химических анализов в литологических исследованиях часто бывает необходимо производить всякого рода пересчеты на минералы (элементы) и обратно. Каждый раз при этом, как правило, приходится заново находить пересчетные коэффициенты, что затрудняет работу, особенно при сравнительно небольшом ее объеме и наведении справок. Оказать помощь при проведении подобного рода работ и предназначены предлагаемые таблицы. Они не претендуют на всеобъемлющее применение, так как вообще невозможно предусмотреть все случаи, возможные на практике. Таблицы рассчитаны на обычные, рядовые химические анализы осадочных пород и их наиболее распространенные минералы, за исключением минералов переменного состава (гидрослюда, монтмориллониты, анкерит и др.). Специальные минералогические пересчеты требуют, разумеется, индивидуального подхода, схема подобного пересчета дана в VII части таблиц.

Таблицы состоят из следующих частей.

I. Коэффициенты для перехода от данных химического анализа к минералам. Даются абсолютные значения коэффициентов, а под ними — пятизначные мантиссы логарифмов.

Нужный для расчета коэффициент находят на пересечении строки соответствующего радикала со столбцом искомого минерала. Умножая на этот коэффициент данные химического анализа (в %), получаем весовое содержание минерала в анализируемой пробе (в %).

Величины удельного веса необходимы для перехода от объемных соотношений, получаемых при геометрических методах анализа, к весовым. В последней колонке содержатся коэффициенты для определения содержания соответствующего элемента в данном радикале.

II. Коэффициенты для пересчета минералов на окислы и элементы. Таблицы построены аналогично предыдущим.

III. Основные таблицы. Входными величинами здесь являются химические формулы соответствующих соединений, минералов, окислов, расположенные в порядке латинского алфавита. По их значениям определяются все связанные прямо или косвенно производные минералы, соединения, окислы или элементы. Например, по величине CaO может быть определено содержание не только кальцита, гипса, доломита, но, например, воды, связанной в гипсе в эквивалентных количествах по отношению к CaO, или MgO, связанного в доломите вместе с CaO и т. п.

Первая строка основных таблиц содержит пересчетные коэффициенты, соответствующие таковым же I и II таблиц. В последующих строках помещены произведения этих коэффициентов на числа от 2 до 9. Благодаря этому таблицы можно применять для расчетов, не прибегая

к действиям умножения или логарифмирования. Для получения результата суммируют числа разных строк определенного столбца таблиц, изменяя разряд числа соответственно значению входной величины. При работе на конторских счетах эти операции совершаются весьма быстро. При большом объеме расчетов лучше пользоваться логарифмами (с конторскими счетами), беря их значение из последней строки (мантиссы), а также арифмометром или другим счетным прибором (по коэффициентам первой строки).

Схема пересчета и сама его достоверность будут, разумеется, определяться характером породы, качеством химического анализа. Наличие тех или иных минералов и значение соответствующих цифр анализов должны быть подтверждены микроскопическими данными или иным путем. При пересчете, например, на доломит по MgO нужно быть уверенным, что все количество MgO в анализе связано с карбонатами (нет силикатного MgO) и что, с другой стороны, в породе нет магнетита. В отношении CaO нужно различать части этого окисла, связанные с гипсом и ангидридом (определяются по H_2O гипса и SO_3 сульфата.) и т. п.

Предположим, мы имеем анализ гипсированного доломита с частичной кальцитизацией: нераств. остаток = 1,30%; CaO = 31,10%; MgO = 18,08%; H_2O (70—250°) = 2,60%.

Пересчет начинаем с определения содержания гипса по H_2O . В таблице на стр. 181, по входной величине H_2O в столбце « $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ » находим: во второй строке — 9,56 и в шестой строке (уменьшая на один разряд) — 2,87. Отсюда содержание гипса будет: 12,43%. Одновременно, в соседнем столбце той же таблицы определяем содержание CaO в гипсе: $3,11 + 0,93 = 4,04\%$.

Далее производим расчет доломита по содержанию MgO (предположим, пользуемся коэффициентами первой строки таблиц). При помощи таблицы на стр. 182 находим содержание доломита: $18,08 \cdot 4,574 = 82,70\%$ и CaO в нем: $18,08 \cdot 1,391 = 25,15\%$.

Наконец, по остатку CaO ($31,10 - 4,04 - 25,15 = 1,82\%$) определяем содержание кальцита. При пользовании логарифмами расчет будет следующий: $0,2516 + 0,2681 = 0,5197$; потенцируя, находим: 3,31%.

Сумма компонентов породы по пересчету составляет: $1,30 + 12,43 + 82,70 + 3,31 = 99,74\%$, что показывает отсутствие ошибок в пересчете и самом анализе.

IV. Вспомогательные таблицы для определения степени доломитности по отношению $CaO : MgO$. Исходя из указанного отношения, определяется содержание кальцита или доломита в карбонатной части породы (таблица А). При этом, разумеется, имеется в виду, что все количество CaO и MgO , определяемое в ходе анализа, связано с карбонатами.

Пользуясь таблицей Б, наоборот, удобно определять значения указанного отношения для содержания кальцита и доломита, выраженного целыми процентами. Этой таблицей можно пользоваться также для приближенного определения количества доломита по содержанию MgO в существенно карбонатных породах. Однако для этого более удобно пользоваться следующей таблицей — В. Она дает точное значение для количества доломита в породе. Если известно содержание некарбонатных компонентов, то по разности определится и содержание кальцита.

V. Атомные веса для элементов, которые могут быть необходимы в практике расчетов.

VI. Четырехзначные таблицы логарифмов. Они могут применяться для быстрых расчетов там, где не требуется особо высокой точности.

VII. Схема кристаллохимических пересчетов минералов слоистой структуры. Пересчет производится по ионным количествам в следующем порядке*.

1. По весовому содержанию окислов рассчитываются молекулярные количества.

2. Определяются: а) ионные количества по молекулярным — умножением на количество катионов в радикале;

б) валентные количества, отвечающие ионным количествам — умножением последних на валентность соответствующих катионов;

в) сумма валентностей катионов (А).

3. Для гидрослюд рассчитывается количество ионов гидроксония (х) по формуле: $x = 0,03 (22 C - A)$, где С — молекулярное количество кристаллизационной воды.

4. Рассчитывается общий множитель (к) исходя из суммарной валентности катионов по формулам: для каолинита $k = \frac{28}{A}$, для монтмориллонита и слюд $k = \frac{22}{A}$, для гидрослюд $k = \frac{22}{A+x}$.

5. Умножением на рассчитанный множитель валентных количеств рассчитываются числа ионов, которые следует поместить в структурную формулу.

6. Составляется структурная химическая формула с учетом возможных изо- и гетеровалентных замещений.

VIII. Расчет карбонатности способом поправочных коэффициентов.

* Б. Б. Звягин. Расчет структурных химических формул. В кн.: Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глини. М. Ф. Викулова и др. М. Госгеолтехиздат, 1957.

I. КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ ПЕРЕХОДА ОТ ДАННЫХ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА К МИНЕРАЛАМ

Даны: абсолютные значения коэффициентов и мантиссы логарифмов

Исходный радикал	Исковый минерал							Удельный вес:		
	Пирит FeS ₂	Магнезит MgCO ₃	Доломит CaCO ₃ · MgCO ₃	Кальцит CaCO ₃	Сидерит FeCO ₃	Ангид- рит CaSO ₄	Гипс CaSO ₄ · 2H ₂ O		Каолинит Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂ · 2H ₂ O	Галлуазит Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂ · 4H ₂ O
SiO ₂	5,02	3,05	2,85	2,71	3,84	2,98	2,31	2,60		
Al ₂ O ₃	1,5026 .17684							2,1482 .33208	2,4480 .38881	0,4675 .66975
Fe ₂ O ₃	1,6699 .22269							2,5321 .40348	2,8854 .46021	0,5292 .72364
FeO		2,0915 .32046	4,5739 .66029		1,4509 .16165					0,6994 .84475
MgO			3,2885 .51699	1,7848 .25158	1,6125 .20751					0,7773 .89059
CaO		1,9161 .28243	2,0952 .32123	2,2743 .35685	2,6326 .42038	2,4277 .38520	3,0702 .48717			0,6032 .78044
CO ₂										0,7147 .85411
SO ₃	0,7493 .87466					1,7004 .23056	2,1504 .33253			0,2720 .43600
Потеря при прокаливании	2,9896 * .47562	1,9161 .28243	2,0952 .32123	2,2743 .35685	2,6326 .42038		4,7785 .67929	7,1648 .85321	4,0825 .61093	0,4005 .60261

* С учетом окисления железа до Fe₂O₃

II. КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ ПЕРЕСЧЕТА МИНЕРАЛОВ НА ОКСИДЫ И ЭЛЕМЕНТЫ

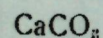
Даны: абсолютные значения коэффициентов и мантиссы логарифмов

Исходный минерал	Исходный радикал (элемент)																		
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	H	C	O	Mg	Al	Si	S	Ca	Fe	
Пирит FeS ₂	119,98		0,6655 .8316	0,5988 .77731				1,3346 .12534		1,008	12,010	16,000	24,32	26,98	28,09	32,066	40,08	55,85	
Кварц SiO ₂	60,09	1,0000 .00000													0,4676 .66990				
Магнезит MgCO ₃	84,33		0,4781 .67954				0,5219 .71757			0,1424 .15357		0,5692 .75526	0,2884 .45998						
Доломит CaCO ₃ · MgCO ₃	184,42		0,2186		0,3041	56,08	0,4773			0,1302		0,5206	0,1319				0,2173		
Кальцит CaCO ₃	100,09		0,33971		48,300		0,67877			0,11477		0,71646	0,11014				0,33712		
Сидерит FeCO ₃	115,85				0,5603 .74842		0,4397 .64315			0,1200 .07918		0,4796 .68085					0,4004 .60253		
Ангидрит CaSO ₄	136,15				0,4119 .61480		0,3799 .57962			0,1037 .01561		0,4143 .61730						0,4820 .68309	
Гипс CaSO ₄ · 2H ₂ O	172,18				0,6892 .83835		0,6201 .79249			0,2093 .32071		0,5576 .74628					0,2355 .37205	0,2328 .36696	
Каолинит Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂ · 2H ₂ O	258,17	0,4655 .66792	0,3949		0,3257 .51283		0,66747			0,1396 .01156		0,5578		0,2090	0,2176				
Галлуазит Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂ · 4H ₂ O	294,20	0,4085	0,3466						0,2449 .0274			0,5982		0,1834	0,1910				
		6,1119	53979						38907	43791		77687		26343	28094				

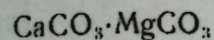


III. ОСНОВНЫЕ ТАБЛИЦЫ

n	КАОЛИНИТ			ГАЛЛУАЗИТ			Al
	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$	SiO_2	H_2O	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$	SiO_2	H_2O	
1	2,532	1,179	0,353	2,885	1,179	0,707	0,520
2	5,064	2,357	0,707	5,771	2,357	1,414	1,048
3	7,596	3,536	1,060	8,656	3,536	2,120	1,578
4	10,13	4,715	1,414	11,54	4,715	2,827	2,117
5	12,17	5,893	1,767	14,43	5,893	3,534	2,646
6	15,19	7,072	2,120	17,31	7,072	4,241	3,175
7	17,72	8,251	2,474	20,20	8,251	4,948	3,704
8	20,26	9,430	2,827	23,08	9,430	5,654	4,234
9	22,79	10,61	3,181	25,97	10,61	6,361	4,763
lg	40348	33208	85521	46021	38881	61093	72364



n	CaO	Ca	C_2O	C	ДОЛОМИТ			Ca(OH) ₂
					$CaCO_3 \cdot MgCO_3$	$MgCO_3$	CO_2	
1	0,560	0,400	0,440	0,120	1,843	0,843	0,879	0,740
2	1,121	0,801	0,879	0,240	3,685	1,685	1,759	1,481
3	1,681	1,201	1,319	0,360	5,528	2,528	2,638	2,221
4	2,241	1,602	1,759	0,480	7,370	3,370	3,517	2,961
5	2,802	2,002	2,199	0,600	9,213	4,213	4,396	3,701
6	3,362	2,202	2,618	0,720	11,06	5,055	5,276	4,442
7	3,922	2,603	3,058	0,840	12,90	5,898	6,155	5,182
8	4,482	3,203	3,518	0,959	14,74	6,740	7,034	5,922
9	5,043	3,604	3,957	1,079	16,58	7,583	7,914	6,663
lg	74842	60253	64315	07918	26542	92559	67877	86941



n	$CaCO_3$	CaO	Ca	$MgCO_3$	MgO	Mg	CO_2	C
1	0,543	0,304	0,217	0,457	0,219	0,132	0,477	0,130
2	1,085	0,608	0,435	0,815	0,437	0,264	0,954	0,260
3	1,628	0,912	0,652	1,372	0,656	0,396	1,432	0,391
4	2,171	1,216	0,869	1,829	0,875	0,528	1,909	0,521
5	2,714	1,520	1,037	2,286	1,094	0,660	2,386	0,651
6	3,256	1,824	1,304	2,744	1,312	0,793	2,863	0,781
7	3,799	2,129	1,521	3,201	1,531	0,925	3,340	0,911
8	4,342	2,433	1,738	3,658	1,749	1,055	3,818	1,041
9	4,884	2,737	1,956	4,116	1,968	1,187	4,295	1,172
lg	73458	48300	33712	66017	33971	12015	67877	11477



n	Кальцит		Доломит			Гипс			Ca	Ca(OH) ₂	n		
	$CaCO_3$	CO_2	$CaCO_3 \cdot MgCO_3$	$MgCO_3$	MgO	CO_2	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	$CaSO_4$				SO_3	H_2O
1	1,785	0,785	3,289	1,504	0,719	1,569	3,070	2,428	1,428	0,321	0,715	1,321	1
2	3,578	1,569	6,577	3,008	1,438	3,139	6,140	4,856	2,856	0,642	1,429	2,642	2
3	5,352	2,354	9,866	4,512	2,157	4,707	9,210	7,284	4,284	0,964	2,144	3,964	3
4	7,138	3,139	13,15	6,02	2,88	6,28	12,28	9,712	5,712	1,285	2,858	5,285	4
5	8,921	3,923	16,44	7,52	3,60	7,85	15,35	12,14	7,14	1,606	3,573	6,606	5
6	10,70	4,71	19,73	9,02	4,31	9,42	18,42	14,57	8,57	1,927	4,288	7,927	6
7	12,49	5,49	23,02	10,53	5,03	10,99	21,49	17,00	10,00	2,248	5,002	9,248	7
8	14,28	6,28	26,31	12,03	5,75	12,56	24,56	19,42	11,42	2,570	5,717	10,57	8
9	16,06	7,06	29,60	13,54	6,47	14,13	27,63	21,85	12,85	2,891	6,431	11,89	9
lg	25158	89473	51699	17717	85671	19577	48717	38520	15464	50684	85411	12099	lg

FeCO ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		FeS ₂		Fe	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe	n	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe	SO ₃	S
n	FeO	Fe ₂ O ₃	CO ₂	Fe	Fe	FeO	Fe	Fe	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe	n	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe	SO ₃	S
1	0,620	0,689	0,380	0,482	1,451	0,900	0,699	0,777	1,111	1,613	1,111	1	0,599	0,665	0,466	1,335	0,584
2	1,240	1,378	0,760	0,964	2,902	1,800	1,399	1,555	2,223	3,225	2,223	2	1,198	1,331	0,931	2,669	1,069
3	1,860	2,068	1,130	1,446	4,353	2,699	2,098	2,332	3,384	4,837	3,384	3	1,796	1,996	1,396	4,004	1,604
4	2,480	2,757	1,520	1,928	5,804	3,599	2,798	3,109	4,445	6,450	4,445	4	2,395	2,6r2	1,862	5,338	2,138
5	3,100	3,446	1,900	2,410	7,255	4,499	3,497	3,886	5,556	8,062	5,556	5	2,994	3,327	2,327	6,673	2,673
6	3,721	4,135	2,279	2,892	8,705	5,399	4,196	4,664	6,668	9,675	6,668	6	3,593	3,993	2,793	8,008	3,207
7	4,341	4,824	2,659	3,374	10,16	6,299	4,896	5,441	7,779	11,29	7,779	7	4,192	4,658	3,258	9,342	3,742
8	4,961	5,514	3,039	3,856	11,61	7,198	5,595	6,218	8,890	12,90	8,890	8	4,790	5,324	3,724	10,68	4,276
9	5,581	6,196	3,419	4,338	13,06	8,098	6,295	6,996	10,00	14,51	10,00	9	5,389	5,989	4,189	12,01	4,811
lg	79249	83835	57962	68309	16165	95416	84475	89r59	04584	20751	04584	lg	77731	82316	66791	12534	72795

MgCO₃

n	MgO	Mg	CO ₂	C	Доломит			Mg(OH) ₂
					CaCO ₃ ·MgCO ₃	CaCO ₃	CO ₂	
1	0,478	0,288	0,522	0,142	2,187	1,187	1,044	0,692
2	0,956	0,577	1,044	0,285	4,374	2,374	2,088	1,384
3	1,434	0,865	1,566	0,427	6,561	3,561	3,131	2,075
4	1,912	1,154	2,088	0,567	8,748	4,748	4,175	2,767
5	2,390	1,442	2,610	0,712	10,93	5,93	5,22	3,459
6	2,869	1,730	3,131	0,854	13,12	7,12	6,26	4,151
7	3,347	2,019	3,653	0,996	15,31	8,31	7,31	4,842
8	3,825	2,3r7	4,175	1,138	17,50	9,50	8,35	5,534
9	4,303	2,596	4,697	1,281	19,68	10,68	9,39	6,226
lg	67954	45998	71757	15357	33983	07441	0186	83996

MgO

n	Магнезит		Доломит				Mg	Mg(OH) ₂
	MgCO ₃	CO ₂	CaCO ₃ ·MgCO ₃	CaCO ₃	CaO	CO ₂		
1	2,092	1,091	4,574	2,482	1,391	2,183	0,603	1,447
2	4,183	2,183	9,148	4,965	2,782	4,366	1,206	2,894
3	6,275	3,274	13,72	7,45	4,17	6,55	1,810	4,340
4	8,366	4,365	18,29	9,93	5,56	8,73	2,413	5,787
5	10,46	5,46	22,87	12,41	6,95	10,92	3,016	7,234
6	12,55	6,55	27,44	14,89	8,34	13,10	3,619	8,681
7	14,64	7,64	32,02	17,38	9,74	15,28	4,222	10,13
8	16,73	8,73	36,59	19,86	11,13	17,46	4,826	11,57
9	18,82	9,82	41,17	22,34	12,52	19,65	5,429	13,02
lg	32046	03803	66029	39487	14329	33906	78044	16042

SiO ₂							
n	Каолинит			Галлуазит			Si
	Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	Al ₂ O ₃	H ₂ O	Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·4H ₂ O	Al ₂ O ₃	H ₂ O	
1	2,148	0,848	0,300	2,448	0,848	0,600	0,467
2	4,296	1,697	0,600	4,896	1,697	1,199	0,935
3	6,445	2,545	0,899	7,344	2,545	1,799	1,402
4	8,593	3,394	1,199	9,792	3,394	2,399	1,870
5	10,74	4,24	1,50	12,24	4,24	3,00	2,337
6	12,89	5,09	1,80	14,69	5,09	3,60	2,805
7	15,04	5,94	2,10	17,14	5,94	4,20	3,272
8	17,19	6,79	2,40	19,58	6,79	4,80	3,740
9	19,33	7,64	2,70	22,03	7,64	5,40	4,207
lg	33208	92860	47687	38881	92860	77788	66975

SO ₃						
n	Гипс, ангидрид				S	FeS ₂
	CaSO ₄ ·2H ₂ O	H ₂ O	CaO	CaSO ₄		
1	2,150	0,450	0,700	1,700	0,401	0,749
2	4,301	0,901	1,401	3,401	0,801	1,499
3	6,451	1,351	2,101	5,101	1,201	2,248
4	8,602	1,801	2,802	6,802	1,602	2,997
5	10,75	2,25	3,50	8,502	2,002	3,746
6	12,90	2,70	4,20	10,20	2,403	4,496
7	15,05	3,15	4,90	11,90	2,803	5,245
8	17,20	3,60	5,60	13,60	3,204	5,994
9	19,35	4,05	6,30	15,30	3,604	6,744
lg	33253	65324	84536	23056	60261	87466

IV. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА КАРБОНАТНОГО МАТЕРИАЛА (СТЕПЕНИ ДОЛОМИТНОСТИ)

A	R = $\frac{CaO}{MgO}$	Каль-цит, %	Р. Р. на 0,01 R	Доломит, %	Каль-цит, %	Р. Р. на 0,1 R	Доломит, %	B	Каль-цит, %	R = $\frac{CaO}{MgO}$	Доломит, %	Каль-цит, %	R = $\frac{CaO}{MgO}$	Доломит, %	MgO, %
	1,391	0,00		100,00	50,45	0,87	49,55	0	0	1,391	00	0	1,391	00	21,87
	1,40	0,35	0,37	99,65	54,82	0,73	45,18	1	1	1,417	99	1	1,417	99	21,65
	1,50	4,08	0,35	95,92	58,48	0,62	41,52	2	2	1,443	98	2	1,443	98	21,43
	1,60	7,54	0,32	92,46	61,58	0,54	38,42	3	3	1,470	97	3	1,470	97	21,21
	1,70	10,76	0,30	89,24	64,26	0,47	35,74	4	4	1,498	96	4	1,498	96	20,99
	1,80	13,76	0,28	86,24	66,59	0,41	33,41	5	5	1,526	95	5	1,526	95	20,77
	1,90	16,57	0,26	83,43	68,64	0,36	31,36	10	10	1,676	90	10	1,676	90	19,68
	2,00	19,20	0,25	80,80	70,44	0,32	29,56	15	15	1,843	85	15	1,843	85	18,58
	2,10	21,67	0,23	78,33	72,06	0,29	27,94	20	20	2,032	80	20	2,032	80	17,49
	2,20	24,00	0,22	76,00	73,50	0,26	26,50	25	25	2,245	75	25	2,245	75	16,39
	2,30	26,18	0,21	73,82	74,80	0,24	25,20	30	30	2,489	70	30	2,489	70	15,30
	2,40	28,25	0,20	71,75	75,98	0,22	24,02	40	40	3,099	60	40	3,099	60	13,12
	2,50	30,20	0,20	69,80	77,06	0,174	22,94	50	50	3,954	50	50	3,954	50	10,93
	2,60	32,04	0,19	67,96	80,54	0,128	19,46	60	60	5,243	40	60	5,243	40	8,75
	2,70	33,81	0,17	66,19	83,11	0,098	16,89	70	70	7,371	30	70	7,371	30	6,56
	2,80	35,48	0,16	64,52	85,07	0,078	14,93	80	80	9,079	20	80	9,079	20	5,46
	3,00	37,06	0,15	62,94	86,63	0,063	13,37	85	85	11,668	15	85	11,668	15	4,37
	3,10	38,57	0,14	61,43	87,89	0,039	12,11	90	90	15,913	10	90	15,913	10	3,28
	3,20	40,01	0,14	59,99	91,78	0,020	8,22	95	95	24,456	5	95	24,456	5	2,19
	3,30	41,38	0,13	58,62	94,99	0,015	6,23	96	96	50,084	4	96	50,084	4	1,09
	3,40	42,69	0,13	56,06	97,47	0,010	5,01	97	97	62,898	3	97	62,898	3	0,88
	3,50	43,94	0,12	54,86	98,73	0,010	4,27	98	98	84,260	2	98	84,260	2	0,66
	3,60	45,14	0,12	53,71	99,49	0,010	3,51	99	99	126,97	1	99	126,97	1	0,44
	3,70	46,29	0,11	52,60	100,00	0,010	2,74	100	100	255,11	0	100	255,11	0	0,22
	3,80	47,40	0,11	51,55			2,00			∞			∞		0,00
	3,90	48,45	0,10	50,53			1,49								
	4,00	49,47	0,10	49,55			1,00								
		50,45		49,55			0,00								

IV (продолжение)

В	MgO, %	Доломит, %	MgO, %	Доломит, %
1	1	4,5	11	40,31
2	2	9,15	12	54,89
3	3	13,2	13	59,46
4	4	18,30	14	64,04
5	5	22,87	15	68,61
6	6	27,44	16	73,18
7	7	32,02	17	77,76
8	8	36,59	18	82,33
9	9	41,17	19	86,91
10	10	45,74	20	91,48
			21	96,05

V. АТОМНЫЕ ВЕСА НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Ат. №	Элемент	Ат. вес	Ат. №	Элемент	Ат. вес
1	H	1,008	22	Ti	47,90
3	Li	6,940	23	V	50,95
4	Be	9,013	24	Cr	52,01
5	B	10,82	25	Mn	54,93
6	C	12,010	26	Fe	55,85
7	N	14,008	27	Co	58,94
8	O	16,00	28	Ni	58,69
9	F	19,00	29	Cu	63,54
11	Na	2,997	30	Zn	65,38
12	Mg	24,32	33	As	73,91
13	Al	26,98	35	Br	79,916
14	Si	28,09	38	Sr	87,63
15	P	30,975	42	Mo	95,95
16	S	32,066	48	Cd	112,41
17	Cl	35,457	50	Sn	118,70
19	K	39,100	51	Sb	121,76
20	Ca	40,08	53	J	126,91

Ат. №	Элемент	Ат. вес
56	Ba	137,86
80	Hg	201,51
82	Pb	207,21
83	Bi	209,00

VI. ЧЕТЫРЕХЗНАЧНЫЕ ЛОГАРИФМЫ

Число	Логарифмы										Пропорциональные части									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
10	0000	0043	0066	0128	0170	0212	0253	0294	0334	0374	4	8	12	17	21	25	29	33	37	
11	0414	0453	0492	0531	0569	0607	0645	0682	0719	0755	4	8	11	15	19	23	26	30	34	
12	0792	0828	0864	0899	0934	0969	1004	1038	1072	1106	3	7	10	14	17	21	24	28	31	
13	1139	1173	1206	1239	1271	1303	1335	1367	1399	1430	3	6	10	13	16	19	23	26	29	
14	1461	1492	1523	1553	1584	1614	1644	1673	1703	1732	3	6	9	12	15	18	21	24	27	
15	1761	1790	1818	1847	1875	1903	1931	1959	1987	2014	3	6	8	11	14	17	20	22	25	
16	2041	2068	2095	2122	2148	2175	2201	2227	2253	2279	3	5	8	11	13	16	18	21	24	
17	2304	2330	2355	2380	2405	2430	2455	2480	2504	2529	2	5	7	10	12	15	17	20	22	
18	2553	2577	2601	2625	2648	2672	2695	2718	2742	2765	2	5	7	9	12	14	16	19	21	
19	2788	2810	2833	2856	2878	2900	2923	2945	2967	2989	2	4	7	9	11	13	15	18	20	
20	3010	3032	3054	3075	3095	3118	3139	3160	3181	3201	2	4	6	8	11	13	15	17	19	
21	3222	3243	3263	3284	3304	3324	3345	3365	3385	3404	2	4	6	8	10	12	14	16	18	
22	3424	3444	3464	3483	3502	3522	3541	3560	3579	3598	2	4	6	8	10	12	14	15	17	
23	3617	3636	3655	3675	3692	3711	3729	3747	3766	3784	2	4	6	7	9	11	13	15	17	
24	3802	3820	3838	3856	3874	3892	3909	3927	3945	3962	2	4	5	7	9	11	12	14	16	
25	3979	3997	4014	4031	4048	4065	4082	4099	4116	4133	2	3	5	7	9	10	12	14	15	
26	4150	4166	4183	4200	4216	4232	4249	4265	4281	4298	2	3	5	7	8	10	11	13	15	
27	4314	4330	4346	4362	4378	4393	4409	4425	4440	4456	2	3	5	6	8	9	11	13	14	
28	4472	4487	4502	4518	4533	4548	4564	4579	4594	4609	2	3	5	6	8	9	11	12	14	
29	4624	4639	4654	4669	4683	4698	4713	4728	4742	4757	1	3	4	6	7	9	10	12	13	
30	4771	4786	4800	4814	4829	4843	4857	4871	4886	4900	1	3	4	6	7	9	10	11	13	
31	4914	4928	4942	4955	4969	4983	4997	5011	5024	5038	1	3	4	6	7	9	10	11	12	
32	5051	5065	5079	5092	5105	5119	5132	5145	5159	5172	1	3	4	5	7	8	9	11	12	
33	5185	5198	5211	5224	5237	5250	5263	5276	5289	5302	1	3	4	5	6	8	9	10	12	
34	5315	5328	5340	5353	5366	5378	5391	5403	5416	5428	1	3	4	5	6	8	9	10	11	
35	5441	5453	5465	5478	5490	5502	5514	5527	5539	5551	1	2	4	5	6	7	9	10	11	
36	5563	5575	5587	5599	5611	5623	5635	5647	5658	5670	1	2	4	5	6	7	8	10	11	
37	5682	5694	5705	5717	5729	5740	5752	5763	5775	5786	1	2	4	5	6	7	8	9	10	
38	5798	5809	5821	5832	5843	5854	5866	5877	5888	5899	1	2	3	5	6	7	8	9	10	
39	5911	5922	5933	5944	5955	5966	5977	5988	5999	6010	1	2	3	4	5	6	7	8	9	

Числа	Логарифмы										Пропорциональные части									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
40	6021	6031	6042	6053	6064	6075	6085	6096	6107	6117	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
41	6128	6138	6149	6160	6170	6180	6191	6201	6212	6222	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
42	6232	6243	6253	6263	6274	6284	6294	6304	6314	6325	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
43	6335	6345	6355	6365	6375	6385	6395	6405	6415	6425	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
44	6435	6444	6454	6464	6474	6484	6493	6503	6513	6522	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
45	6582	6542	6551	6561	6571	6580	6590	6599	6609	6618	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
46	6628	6637	6646	6656	6665	6675	6684	6693	6702	6712	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
47	6721	6730	6739	6749	6758	6767	6776	6785	6794	6803	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
48	6812	6821	6830	6839	6848	6857	6866	6875	6884	6893	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
49	6902	6911	6920	6928	6937	6946	6955	6964	6972	6981	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
50	6990	6998	7007	7016	7024	7033	7042	7050	7059	7067	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
51	7076	7084	7093	7101	7110	7118	7126	7135	7143	7152	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
52	7160	7168	7177	7185	7193	7202	7210	7218	7226	7235	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
53	7243	7251	7259	7267	7275	7284	7292	7300	7308	7316	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
54	7324	7332	7340	7348	7356	7364	7372	7380	7388	7396	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
55	7404	7412	7419	7427	7435	7443	7451	7459	7466	7474	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
56	7482	7490	7497	7505	7513	7520	7528	7536	7543	7551	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
57	7559	7566	7574	7582	7590	7597	7604	7612	7619	7627	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
58	7634	7642	7649	7657	7664	7672	7679	7686	7694	7701	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
59	7709	7716	7723	7731	7738	7745	7752	7760	7767	7774	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
60	7782	7789	7796	7803	7810	7818	7825	7832	7839	7846	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
61	7853	7860	7868	7875	7882	7889	7896	7903	7910	7917	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
62	7924	7931	7938	7945	7952	7959	7966	7973	7980	7987	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
63	7993	8000	8007	8014	8021	8028	8035	8041	8048	8055	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
64	8062	8069	8075	8082	8089	8096	8102	8109	8116	8122	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
65	8129	8136	8142	8149	8156	8162	8169	8176	8182	8189	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
66	8195	8202	8209	8215	8222	8228	8235	8241	8248	8254	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
67	8261	8267	8274	8280	8287	8293	8299	8306	8312	8319	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
68	8325	8331	8338	8344	8351	8357	8363	8370	8376	8382	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
69	8388	8395	8401	8407	8414	8420	8426	8432	8439	8445	1	2	3	4	5	6	7	8	9	

Числа	Логарифмы										Пропорциональные части									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
70	8451	8457	8463	8470	8476	8482	8488	8494	8500	8506	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
71	8513	8519	8525	8531	8537	8543	8549	8555	8561	8567	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
72	8573	8579	8585	8591	8597	8603	8609	8615	8621	8627	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
73	8633	8639	8645	8651	8657	8663	8669	8675	8681	8686	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
74	8692	8698	8704	8710	8716	8722	8727	8733	8739	8745	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
75	8751	8756	8762	8768	8774	8779	8785	8791	8797	8802	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
76	8808	8814	8820	8825	8831	8837	8842	8848	8854	8859	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
77	8865	8871	8876	8882	8887	8893	8898	8904	8910	8915	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
78	8921	8927	8932	8938	8943	8949	8954	8960	8965	8971	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
79	8976	8982	8987	8993	8998	9004	9009	9015	9020	9025	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
80	9031	9036	9042	9047	9053	9058	9063	9069	9074	9079	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
81	9085	9090	9096	9101	9106	9112	9117	9122	9128	9133	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
82	9138	9143	9149	9154	9159	9165	9170	9175	9180	9186	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
83	9191	9196	9202	9206	9212	9217	9222	9227	9232	9238	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
84	9243	9248	9253	9258	9263	9269	9274	9279	9284	9289	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
85	9294	9299	9304	9309	9315	9320	9325	9330	9335	9340	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
86	9345	9350	9355	9360	9365	9370	9375	9380	9385	9390	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
87	9395	9400	9405	9410	9415	9420	9425	9430	9435	9440	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
88	9445	9450	9455	9460	9465	9469	9474	9479	9484	9489	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
89	9494	9499	9504	9509	9513	9518	9523	9528	9533	9538	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
90	9542	9547	9552	9557	9562	9566	9571	9576	9581	9586	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
91	9590	9595	9600	9605	9609	9614	9619	9624	9628	9633	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
92	9638	9643	9648	9652	9657	9661	9666	9671	9675	9680	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
93	9685	9689	9694	9699	9703	9708	9713	9717	9722	9727	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
94	9731	9736	9741	9745	9750	9754	9759	9763	9768	9773	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
95	9777	9782	9786	9791	9795	9800	9805	9809	9814	9818	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
96	9823	9827	9832	9836	9841	9845	9850	9854	9859	9863	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
97	9868	9872	9877	9881	9886	9890	9895	9899	9903	9908	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
98	9912	9916	9921	9926	9930	9934	9939	9943	9948	9952	0	2	3	4	5	6	7	8	9	
99	9956	9961	9965	9969	9974	9978	9983	9987	9991	9996	0	2	3	4	5	6	7	8	9	

Порядок расчета.

1. Рассчитываются молекулярные количества.
2. Определяются ионные количества — принимаются числа графы 4 непосредственно или умноженные на коэффициенты, указанные в графе 5.
3. Определяются валентные количества — числа графы 5 умножаются на коэффициенты графы 6.
4. Определяется суммарная валентность (A) по графе 6.
- 4а. Для гидрослюд рассчитывается количество ионов гидроксония (x).
5. Определяется общий множитель (k), исходя из суммарной валентности катионов (n), равной для минералов каолиновой группы — 28, а для слюд, гидрослюдов и монтмориллонитов — 22.
6. Определяется число ионов умножением чисел графы 5 на коэффициент K.
7. По полученным числам составляется кристаллохимическая формула минерала, исходя из его структурной формулы и возможных изоморфных замещений.

Состав	Весовые %	Молекулярный вес	Молекулярные количества	Ионные количества	Валентные количества	Числа нов при суммарной валентности катионов K	
						6	7
1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	..	60	×4	..	
TiO ₂	..	80	×4	..	
Al ₂ O ₃	..	102	×3	..	
Fe ₂ O ₃	..	160	..	×2	×3	..	
FeO	..	72	..	×2	×2	..	
MnO	..	71	×2	..	
MgO	..	40	×2	..	
CaO	..	56	×2	..	
Na ₂ O	..	62	..	×2	
K ₂ O	..	94	..	×2	
H ₂ O ⁺	..	18	
H ₂ O ⁻	..	18	

$$X = 0,0 \cdot (22C - A)$$

$$k = \frac{n}{A + x}$$

VIII. РАСЧЕТ КАРБОНАТНОСТИ СПОСОБОМ ПОПРАВОЧНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ

(в известково-доломитовых породах)

При большинстве методов химического анализа в состав окислов CaO и MgO обычно входит некоторая часть их из некарбонатных компонентов. Исключение этой части и является задачей расчета.

Обозначения: P₀ — общее исправленное содержание карбонатов в породе, в процентах; P_d и P_c — то же — доломита и кальцита; P₀' ; P_d' ; P_c' — соответствующие количества карбонатов, определенные по цифрам анализа, без поправок; P_k — содержание кластического (песчано-алевритового) материала и прочих некарбонатных и неглинистых примесей).

Определение поправочного коэффициента

Для нескольких образцов глины наиболее чистого состава проводят химические анализы по той же методике, по какой произведены и анализы, подлежащие пересчету. Пользуясь обязательным при этом определением CO₂, вычисляют количества окислов, приходящиеся на карбонаты. По оставшимся, избыточным количествам CaO и MgO, в пересчете на 100% глинистого материала — c и m, соответственно, определяют: q — эквивалентное количество карбонатов кальция и магния в сумме (1,785 c + 2,092 m); q_d — эквивалентное количество доломита по MgO (4,574 m); q_{dc} — эквивалентное количество доломита по CaO (3,289 c); q_c — эквивалентное количество кальцита (1,785 c).

$$\text{Поправочный коэффициент: } K = \frac{100}{100 - q} \quad (1)$$

Порядок расчета

1. Количество CaO и MgO данного анализа пересчитывают на CaCO₃ (P_c') и MgCO₃, а по последнему определяют доломит (P_d').

2. Определяют общее исправленное содержание карбонатов в породе: P₀ = K · P₀' - 100(K - 1) + P_k(K - 1). (2)

3. Определяют исправленное содержание доломита:

$$P_d = P_d' - q_d + 0,01q_d (P_0 + P_k). \quad (3)$$

4. Исправленное содержание кальцита определяется по разности

$$P_c = P_0 - P_d.$$

5. Если P_d > P₀ (кальцита в породе нет), то расчет доломита ведут по CaO, при этом в формуле (3) вместо q_d используют q_{dc}, а P_d' определяют по полному содержанию CaO в анализе.

6. Если в формуле (3) получен отрицательный результат (доломита в породе нет), то определяют непосредственно кальцит, вместо q_d используя q_c: P_c = P_c' - q_c + 0,01q_c (P₀ + P_k).

ВЫШЛИ ИЗ ПЕЧАТИ

Труды Казанского филиала Академии наук СССР, серия энергетики и водного хозяйства, вып. 1, «Меженный сток и его изучение» (Методика исследований на примере малых рек Среднего Поволжья). Цена 9 р., 142 стр., 1956 г.

Известия Казанского филиала Академии наук СССР, серия энергетики и водного хозяйства, вып. 1, 1957 г. Цена 8 р. 192 стр. Состоит из двух разделов: энергетики и водного хозяйства.

Раздел водного хозяйства содержит статьи: Рисунок речной сети как показатель водоносности на примере р. Самары. К вопросу о районировании слоя среднего весеннего стока на территории Среднего Поволжья. Опыт изучения заиления, фильтрации и испарения Домашкинского водохранилища. К вопросу о выборе критерия начала снеготаяния. К методике учета влияния леса на максимальные расходы половодья. Особенности формирования стока в бассейне р. Сок.

Труды Казанского филиала Академии наук СССР, серия энергетики и водного хозяйства, вып. 2 «Материалы по длинам малых рек Среднего Поволжья». Цена 15 р., 417 стр., 1959 г.

Труды Казанского филиала Академии наук СССР, серия энергетики и водного хозяйства, вып. 3 «Методика энергетических расчетов теплично-парникового хозяйства при использовании тепловых отходов промышленных предприятий и электростанций». Цена 7 р., 147 стр., 1959 г.

Труды Казанского филиала Академии наук СССР, серия энергетики и водного хозяйства, вып. 4 «Материалы межобластного научно-технического совещания по вопросам изучения стока малых рек, состоявшегося 26—28 ноября 1957 г. при Казанском филиале АН СССР». Цена 7 р. 80 коп., 168 стр., 1959 г.

НАХОДИТСЯ В ПЕЧАТИ

Известия Казанского филиала Академии наук СССР, серия энергетики и водного хозяйства, вып. 2, 1960 г. Ориентировочная цена 10 руб. Состоит из двух разделов: энергетики и водного хозяйства. Раздел водного хозяйства содержит статьи: Географическая зональность и задачи гидрологии в области картирования. Преобладающие уклоны земной поверхности и их распределение по бассейнам малых рек Среднего Поволжья. Некоторые ошибки в оценке гидрологической роли леса. К вопросу использования Кутулукского водохранилища предприятиями нефтяной промышленности. Коэффициенты шероховатости малых рек и его особенности в период межени в связи с зарастанием русел и техникой измерения расходов воды. Плотность гидрографической сети Среднего Поволжья.

ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ

Труды Казанского филиала Академии наук СССР, серия энергетики и водного хозяйства, вып. 6 «Меженный сток малых рек Среднего Поволжья» (справочное пособие для расчетов и методическое руководство по изучению; межженного стока). Ориентировочная цена 20 р. Объем 30 п. л.

Издания высылаются наложенным платежом научной библиотекой Казанского филиала АН СССР — Казань, ул. Лобачевского, 2/31-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Шпильман И. А. К вопросу об условиях формирования терригенных отложений девона востока Татарии	1
Богородская К. А. О биоморфных структурах и некоторых других особенностях структур терригенных пород девона Татарии	13
Миропольская Г. Л. О распространенности сфалерита, халькопирита, галенита в эйфельско-пашийских отложениях на востоке Татарии	23
Палант И. Б. Стратиграфическая и корреляционная значимость фауны остракод в красноцветных образованиях уфимской свиты и казанского яруса	33
Сементовский Ю. В., Трутнева Е. П., Одинцов М. Г. Материалы к характеристике элементарного состава некоторых разрезов верхнепермских отложений	41
Корчагин В. В. Литологическая характеристика фосфоритовых горизонтов в мезозойских отложениях юго-западной части Татарской АССР и смежных с нею районов Ульяновского Поволжья	51
Власов В. В., Дистанов У. Г., Созин Ю. И., Верхунов В. С. Рентгенографические, электронографические и электронномикроскопические исследования кремнистых пород палеогена Среднего Поволжья	71
Кузнецова Т. А. Стратиграфическое значение пыльцы и спор палеоценовых отложений Татарии и прилегающих районов	89
Башлев А. И. Литолого-минералогические и инженерно-геологические особенности фациальных типов глин нижнеакчагыльского подъяруса бассейна Нижней Камы	109
Рябков Н. В. История формирования долины Камы в пределах Нижнекамского водохранилища и палеографические условия района	113
Станкевич Е. Ф. Об условиях взаимосвязи между водоносными горизонтами в палеозойских отложениях Татарской АССР	133
Салихов А. Г. Некоторые данные к постановке повторных гравиметрических исследований в Закамской Татарии	141
Кирсанов Н. В., Толмачева В. К. О возможности производства керамзита из глин Татарии	151
Кирсанов Н. В. О формовочных глинах Татарии	151
Кирсанов Н. В., Андрианов К. С. Формовочные пески Татарии	161
Залезняк П. Н. Применение илцееновой глины Татарии для повышения активности желатинны	171
Сементовский Ю. В. Таблицы для минералогических пересчетов в литологии	171

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
38	24 сверху	D. prougt	D. procera
39	23 сверху	Sjugomashevonsis	S. jugomashevoensis
92	22 снизу	Vlmus	Ulmus
97	17 снизу	Platanginaceae	Plantaginaceae
113	в табл. 5	$K_d = \frac{\varepsilon_p - \varepsilon}{\varepsilon_f - \varepsilon_p}$	$K_d = \frac{\varepsilon_f - \varepsilon}{\varepsilon_f - \varepsilon_p}$
118	1 снизу	ема	Рис.3. Схема
144	20 сверху	H ¹	H ₁
145	2—3 сверху	толщина тех	толщина при тех
152	5 сверху	Таблица	Таблица 2
153	18 сверху	Таблица	Таблица 3
163	3 сверху	В. Кирсанов	Н. В. Кирсанов
163	13 сверху	8) 2К 016 А	8) 2К 016 Б
164	16 снизу	табл. 2 и 3	табл. 3 и 4
164	15 снизу	табл. 4	табл. 2
167	начиная с 10 строки	все колонки цифр смещены вниз	вниз
167	13 снизу, графа 14	4,4	1,4
168	9 снизу (в таблице)	10,10	10,01
180	17 сверху	ангидридом	ангидритом
180	23 сверху	стр. 181	стр. 187
180	26 снизу	стр. 182	стр. 189
184	11 снизу	С ₂ О	СО ₂
185	2—10 снизу, столбец «Н ₂ О»	Все числа столбца	удвоить
185	1 снизу	50684	80786
186	10 снизу	0,295	0,209
191	графа «MgO»		
	1 сверху	21,87	21,86
	2 сверху	21,65	21,64
		73,91	74,91
192	«As»	4182	4082
193	15 снизу	9648	9248
195	16 снизу		