

П-151/1

10

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОЗОЯ
И НИЖНЕГО МЕЗОЗОЯ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

12

КОМИ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО 1970

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ

ВЫПУСК 10

ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОЗОЯ
И НИЖНЕГО МЕЗОЗОЯ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

КОМИ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
Сыктывкар 1970

В сборнике содержатся статьи, в которых рассматриваются отдельные вопросы литологии палеозоя и нижнего мезозоя северо-востока Европейской части СССР: классификация цветов осадочных пород, девонские рыбные фосфориты Тимана и карбонатные брекчии карбона Урала, признаки кор выветривания в девоне Урала и глинистые породы триаса севера Предуральяского прогиба и т. д.

Сообщается об открытии в карбоне бокситов на Западном Тимане и эффузивов на Пай-Хое, барита в триасе крайнего севера Предуральяского прогиба и т. п.

Сборник хорошо иллюстрирован. Он рассчитан на широкий круг геологов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Доктор геолого-минералогических наук **В. А. Варсанюфьева**, кандидат географических наук **Б. И. Гуслицер**, кандидат геолого-минералогических наук **А. И. Елисеев** (зам. ответственного редактора), **В. И. Есева** (ответственный секретарь), кандидат геолого-минералогических наук **М. В. Фишман** (ответственный редактор), кандидат геолого-минералогических наук **В. И. Чалышев**.

Ответственный за выпуск **В. И. Чалышев**.

ЖИЗНЕННЫЙ ПУТЬ АЛЕКСАНДРА АЛЕКСАНДРОВИЧА ЧЕРНОВА

В. А. ВАРСАНЮФЬЕВА

Александр Александрович Чернов родился 11 (24) июня 1877 года в г. Соликамске бывшей Пермской губернии в семье управляющего Соликамского солеваренного завода. В 1896 г. он окончил с серебряной медалью Пермскую губернскую гимназию и поступил на естественное отделение физико-математического факультета Московского университета, так как курс геологии входил в цикл естественно-научных дисциплин. Геология проходила на 3 и 4 курсах. На 3 курсе Александр Александрович начал слушать лекции А. П. Павлова, возглавлявшего кафедру геологии. Они увлекли его, и он полностью погрузился в избранную им специальность. Посоветовавшись с А. П. Павловым, он с увлечением начал работать над темой «Геологическое строение Соликамского уезда Пермской губернии».

Летом 1902 г., по окончании университетского курса, он принял участие в большой геологической экскурсии по Волге на лодке от Казани до Царицына (Волгограда), которую А. П. Павлов организовал в тот год для своих учеников. Участники экскурсии осмотрели все классические обнажения этого наиболее интересного в геологическом отношении участка течения Волги.

По возвращении из поездки по Волге А. П. Павлов предложил Александру Александровичу в то же лето сопровождать его в Печорский край, в бассейн р. Ижмы, куда он ехал для изучения мезозойских отложений и сбора аммонитов, которые специально изучал. Они проехали на лошадях из Архангельска до Усть-Цильмы. По Ижме поднимались с изучением обнажений до Усть-Ухты, где стоял тогда один барак и жил сторож, хранивший буровой инструмент.

В 1904 г. А. П. Павлов продолжил свои работы по Ижме вместе с Александром Александровичем. Надо отметить, что во время этой поездки Александром Александровичем были обнаружены в области Верхней Ижмы на Южном Тимане около дер. Нямодь — асфальтиты. Много позднее (1922 г.) Александр Александрович более подробно исследовал это месторождение, оказавшееся весьма перспективным. В настоящее время на этом месторождении ведется добыча асфальтита высокого качества. Глубоко заинтересовал тогда Александра Александровича и вопрос о печорской нефти. Вспоминая исследования по Ижме с Алексеем Петровичем, Александр Александрович всегда говорил, что именно эти поездки вызвали у него глубокий интерес к изучению Печорского края. Длительное повседневное общение с Алексеем Петровичем, охотно делившимся с учеником своими мыслями, знаниями, отношением к науке и искусству, пониманием долга ученого, ока-

зало большое влияние на выработку научного мировоззрения Александра Александровича.

Во время совместных полевых исследований А. П. Павлов оценил способности Александра Александровича и его глубокое увлечение наукой. Когда в 1903 г. он сдал государственные экзамены с дипломом 1-ой степени, Алексей Петрович рекомендовал оставить его при кафедре геологии. Некоторые осложнения возникли в связи с тем, что в 1896 г. Александр Александрович участвовал в студенческих беспорядках и некоторое время просидел в Бутырской тюрьме.

В 1906 г. обработанные им к этому времени материалы были опубликованы в Бюллетене Московского Общества Испытателей Природы в большой статье, озаглавленной: Артинский ярус. Аммоней бассейнов Яйвы, Косьвы и Чусовой. Выпуск I.

В первой части этой работы автор дает обзор артинских отложений исследованной области. Вторая, наибольшая по объему, часть посвящена подробному описанию богатой коллекции аммоней из группы пролеканитид, собранных в этих отложениях. Александр Александрович предлагает для них новую классификацию, основанную на генетическом принципе. Основной эволюционирующий признак — эволюция лопастной линии, подробно описанной для каждого вида.

Эта первая работа Александра Александровича характеризует его как палеонтолога эволюциониста и стратиграфа с палеогеографическим уклоном. Она была отмечена в печати очень положительным отзывом А. П. Карпинского. Александр Александрович рассматривал ее как первый выпуск серии работ, посвященных описанию артинского яруса Среднего Урала и его аммонитовой фауны, очень его заинтересовавшей.

Получив в 1907 г. место сверхштатного ассистента в Московском университете, Александр Александрович был откомандирован университетом в качестве геолога в Монголо-Сычуаньскую экспедицию П. К. Козлова.

Участие в Монголо-Сычуаньской экспедиции — очень яркая и интересная страница жизни Александра Александровича. Почти весь путь экспедиции проходил по местам, не посещенным до этого времени ни одним геологом, и наблюдения Александра Александровича были новым вкладом в геологию Центральной Азии. Можно отметить следующие основные результаты исследований Александра Александровича. Со времени путешествия Рихтгофена широко распространенные в Центральной Азии отложения, названные им «ханхайскими», рассматривались как осадки единого, предположительно морского бассейна, также названного Рихтгофеном Ханхайским. Александр Александрович, на большом протяжении проследивший и описавший эту толщу, пришел к выводу о том, что ханхайские отложения — осадки отдельных пресноводных озер, располагавшиеся в обособленных котловинах. Они носят теперь название «гобийских» отложений.

Александру Александровичу принадлежит описание и выяснение геологической истории большой впадины, представляющей восточное продолжение Притяньшаньской впадины, описанной В. А. Обручевым. Александр Александрович проследил ее на восток до Эдзин Гола, охарактеризовал ее отдельные части и дал этой системе впадин, включая Притяньшаньскую, название «Центрально-Азиатской впадины».

Большое внимание уделил Александр Александрович процессам разветвления в пустынях Центральной Азии, в частности работе ветра и его роли в образовании лёсса. Он принял точку зрения В. А. Обручева об эоловом происхождении лёсса.

Большой интерес представляют наблюдения, проведенные Александром Александровичем в Алашаньском хребте, свидетельствующие о новейших тектонических движениях большой амплитуды. Им описаны

ханхайские (гобийские) отложения, поднятые на высоту 2000 м. Очень интересен его переход из Лянь Джоу до оз. Куку-Нор через хребты Нань-Шаня с проводником китайцем, ходившим с Потаниным и английским путешественником Лидделом.

Одним из ярких, никогда не забываемых воспоминаний осталось для Александра Александровича его плавание вместе с препаратором экспедиции С. С. Четырковым на складной парусиновой лодке по озеру Куку-Нор на остров Куйсу, не посещавшийся до того времени ни одним европейским путешественником.

Результаты наблюдений Александра Александровича в Центральной Азии опубликованы в серии очерков, напечатанных в Известиях Географического Общества и в отдельных статьях в журналах «Землеведение», «Ежегодник по Геологии и Минералогии России». Русское Географическое общество наградило А. А. Чернова за его исследования в Центральной Азии премией имени Н. М. Пржевальского, а Московское Общество Любителей Естествознания, Антропологии и Этнографии — большой серебряной медалью.

По возвращении из Монголо-Сычуаньской экспедиции в 1909 г. А. А. Чернов предполагал подготовить следующий выпуск серии работ намеченного им издания «Артинский ярус». Но, к сожалению, новые, вставшие перед ним задачи помешали ему выполнить эту широко задуманную работу.

В 1909 г. А. П. Павлов, читавший курс геологии в Московском Археологическом институте, привлекает Александра Александровича к участию в этом деле и поручает ему чтение лекций в провинциальных отделениях института (в Нижнем Новгороде, Ярославле, Калуге, Смоленске) и проведение практических занятий в Москве. В 1910 г. Александр Александрович приглашается для чтения лекций по курсу исторической геологии на Московских Высших Женских курсах. Это положило начало созданию Александром Александровичем школы женщин геологов и палеонтологов, ряд которых внес в дальнейшем свой вклад в изучение Урала.

Александр Александрович продолжает в летние месяцы поездки за сбором артинской фауны. В эти годы к изучению артинских аммонитов приступила М. И. Шульга-Нестеренко, а Е. Д. Сошкина, в дальнейшем крупный специалист по изучению палеозойских, преимущественно девонских, кораллов, начала описывать в интересных статьях коралловую фауну артинского яруса Среднего Урала.

Несколько позднее с описания артинских аммонитов приступила к палеонтологической работе Д. М. Раузер-Черноусова. В 1911 г. Александр Александрович организовал поездку на рр. Унью и Малую Печору, в которой приняли участие В. А. Варсанюфьева и Л. А. Громова. В дальнейшем Варсанюфьева занималась изучением карста кунгурского и красноуфимского уездов и месторождений кварцевых песков, песчанников и огнеупорных глин третичного возраста в тех же областях.

Помимо преподавания период научной деятельности Александра Александровича с 1909 г. до Октябрьской революции характеризуется его участием в ряде практических исследований, преимущественно в связи с железнодорожным строительством и организацией двух экспедиций.

В 1912 г. Александр Александрович по приглашению Вятского земства вместе с геологом В. А. Чердынцевым, в дальнейшем профессором Казанского университета, провел разведку обнаруженных там месторождений фосфоритов. Заявка, полученная земством, оказалась обоснованной, и разведка Чернова и Чердынцева положила начало многолетней, широко развернувшейся добыче вятских фосфоритов.

В 1912 и 1913 гг. Александр Александрович проводил исследования

вдоль строившейся тогда железнодорожной линии Казань — Екатеринбург. В 1914 г. он возглавил организованную на частные средства московских коммерсантов экспедицию по изысканию радия в Фергане в области Алайского и Туркестанского хребтов. Война с Германией помешала продолжению работ на следующий год, и исследования вообще остались незаконченными. Написан был только отчет минералогической экспедиции проф. Уклонского.

В 1915 г. Александр Александрович руководил исследованиями по выяснению устойчивости окского косогора в Нижнем Новгороде в связи с проектировавшимися там сложными железнодорожными сооружениями.

В 1917 г. Александр Александрович получил предложение заняться изучением геологического строения Среднего Тимана в бассейне Цильмы и Печорской Пижмы. Он охотно согласился и провел там две экспедиции, в которых приняли участие его ученицы В. А. Варсанюфьева, Н. А. Емельянова, Д. М. Раузер и Е. Д. Сошкина. Членами экспедиции были проведены маршрутные исследования, дополнившие имевшиеся тогда сведения о геологическом строении этой части Среднего Тимана.

Условия гражданской войны прервали дальнейшую работу на Тимане, которой заканчивается первый, дореволюционный период научной деятельности Александра Александровича.

Второй, особенно плодотворный послереволюционный период его исследований и работ начинается с 1921 г., когда организованная в Москве Северная Научно-промышленная экспедиция предложила Александру Александровичу принять участие в изучении северных окраин страны и составить план исследований.

Всем хорошо известна та опромная организационная и личная исследовательская работа, которую провел Александр Александрович на обширной территории Печорского края; охватив своими маршрутами Урал и Приуралье, Пай-Хой, Северный Тиман, целеустремленно выявляя минеральные богатства коми земли, прежде всего уголь и нефть, часто наперекор существовавшим взглядам. Работа предстояла огромная. Надо было срочно и спешно выяснять геологическое строение, давать геологическую карту «девственных», никем еще не изученных земель. И прежде всего нужна была работа стратиграфа, так как только на правильной стратиграфической основе могут быть выявлены тектонические структуры, составлены геологические карты, восстановлены геологическая история территории и условия образования полезных ископаемых. Александр Александрович привлекает к работе своих учениц геологов и вместе с тем палеонтологов — Е. Д. Сошкину и Т. А. Добролюбову, специалистов по изучению палеозойских кораллов, которые в условиях сохранности ископаемых на Урале, представляют одну из хорошо определимых групп. Кроме того, многие из представителей кораллов служат надежными руководящими формами. М. И. Шульга-Нестеренко специализируется в области изучения мшанок, оказавшихся исключительно ценными для установления детальной стратиграфии. В. А. Варсанюфьева как стратиграф привлекается для изучения разрезов палеозоя и в свою очередь вовлекает своих учеников (Н. Н. Иорданского, В. В. Пиотровского) в работу на Печорском Урале. Широкое развитие континентальных отложений в пермских толщах Печорского Урала требовало изучения сохранившихся в них растительных остатков. Александр Александрович привлекает к этой работе М. Д. Залесского, который внес огромный вклад в познание пермской флоры Печорского угленосного бассейна.

В первое десятилетие планомерно проводившейся под руководством Александра Александровича геологической съемки западного склона Печорского Урала накопился огромный материал по стратигра-

фии палеозойских отложений от ордовика до верхней перми включительно. Собранные в этих отложениях органические остатки преобладали монографической обработки, которую тогда очень трудно было организовать в должном объеме. Характерна в этом отношении статья Александра Александровича «О ближайших задачах изучения фауны из палеозойских отложений Печорского Урала», опубликованная в 28 выпуске Трудов Полярной Комиссии (1936 г.). Александр Александрович доказывает в этой статье необходимость монографической обработки палеонтологического материала для обоснования стратиграфии и говорит о трудности получения на это средств. Постепенно, по мере выявления значения вновь открытого угленосного бассейна, кадры и средства росли, но палеонтологический материал накапливался быстро.

Позднее, когда организовалась Северная база, а затем был основан Коми филиал Академии Наук СССР, Александр Александрович стал растить местные кадры геологов и палеонтологов, привлекая молодежь в аспирантуру. Теперь его работы продолжают его ученики. В области силура и девона А. И. Першина и Г. А. Чернов, в изучении карбона А. И. Елисеев, В. А. Варсанюфьева, В. А. Черных, изучение нижнепермских отложений продолжает Н. Н. Кузькокова, изучение верхнепермских — проводят В. И. Чалышев и палинолог Л. М. Варюхина. Увеличился состав палеонтологов. Обработку кораллов карбона продолжает энергично вести Т. А. Добролюбова и ее ученицы В. И. Есева, Н. В. Кабакович и Т. А. Саютина. Силурийские и девонские брахиоподы определяются А. И. Першиной. Палеонтолог Н. В. Калашников монографически описывает обильные сборы брахиопод моря. Громадную роль в обработке каменноугольной фауны брахиопод сыграла Д. М. Раузер-Черноусова. Теперь в этой области специализировалась под ее руководством З. П. Михайлова. Обширный материал по стратиграфии палеозоя Большеземельской тундры описан Г. А. Черновым.

Таким образом, большая группа учеников Александра Александровича разных поколений продолжает вести его большое дело. Создание школы, воспитание учеников, в основном стратиграфов и палеонтологов, началось с первых лет преподавания на Высших женских курсах и продолжалось до конца жизни. Оно было тесно связано с организационной научной деятельностью и научной работой самого Александра Александровича, к которой он неизменно привлекал своих учеников, предоставляя самостоятельные темы.

В научной работе самого Александра Александровича наибольшее значение имеют результаты его исследований в Печорском крае в связи с изучением Печорского угленосного бассейна. В первые годы исследований Александр Александрович сам описывал выходы всех систем палеозоя, встреченные в прекрасных разрезах рр. Щугора, Косью, Кожима и по другим, пройденным им маршрутам. Однако наибольшее внимание уделял он пермской системе, с юных лет интересовавшей его, а в области Печорского Приуралья, содержащей важнейшие месторождения углей, изучению вновь открытого угленосного бассейна.

В ряде отчетных работ и статей Александр Александрович дал стратиграфическое расчленение осмотренных им пермских отложений с освещением их фациального характера и палеогеографической обстановки, господствовавшей в эпоху их отложения и образования углей.

Возглавляя в 1933 г. Пай-Хойскую экспедицию, Александр Александрович дал сводный обзор пермских осадков юго-западного Пай-Хоя, дополняя и уточняя первую стратиграфическую схему, данную Н. Н. Иорданским в 1932 г., Александр Александрович дает интересную картину условий отложения осадков, тщательно изучает контакт перми

и карбона и выясняет взаимоотношения этих систем, вызывавшие различные толкования работавших там геологов.

В сороковых годах Александром Александровичем была проведена очень интересная работа по детальному изучению стратиграфии, литологии и характеристике фаций пермских и частью каменноугольных отложений западного склона Северного Урала. В ней проводится сопоставление осадков Урала с синхроничными, но представленными совсем иными фациями, отложениями Притиманья. Ярко выявляется отличие отложений Печорского Урала, формировавшихся в условиях предгорного прогиба и платформенных пермских осадков Притиманья. Работа изложена в трех томах рукописи, законченных в 1944, 1945, 1946 гг. Она не была доведена до печати, т. к. Александр Александрович считал, что не разрешен еще ряд важных вопросов, связанных с этой темой и требующих не одного года работы.

Говоря о стратиграфических работах Александра Александровича, нельзя не остановиться на его обширной стратиграфической сводке, опубликованной в 1953 г. в первом томе издания «Производительные силы Коми АССР», посвященном геологическому строению и полезным ископаемым Коми республики.

На основании всех существовавших к началу пятидесятых годов литературных данных и своих многочисленных изданных и рукописных работ, Александр Александрович дает большой обзор девонских, каменноугольных, пермских, триасовых, юрских и меловых отложений территории республики. Обзор стратиграфии каждой системы дается по строго выдержанному плану. Сначала описываются по отделам отложения данной системы, развитые на Урале. Указываются области ее распространения, рассматриваются сводные и лучшие разрезы по главным рекам. Затем также по отделам дается обзор фациальных особенностей данной системы и встречающиеся в ней полезные ископаемые. В конце обзора намечаются задачи дальнейших исследований. По такому же плану описываются отложения тех же систем для области Тимана, а для пермской системы и для области Русской платформы к западу от Тимана.

В этот том издания «Производительные силы Коми АССР», редактором которого был А. А. Чернов и где его перу принадлежит почти весь обширный отдел полезных ископаемых, большая глава о четвертичных отложениях, тектоника Тимана и Притиманья и история геологического изучения Коми АССР — вложен опломбированный труд Александра Александровича. Эта книга — итог громадной работы, проведенной за первые 35 лет Советской власти на территории Коми республики. И в выполнении этой громадной работы велика роль неустанного труда Александра Александровича. Отдавая почти все свое время изучению геологического строения и полезных ископаемых Печорского края, Александр Александрович все же не забывал и интересовавших его палеонтологических вопросов и своих любимых аммонитов. Александр Александрович принял участие в составлении VI тома Атласа руководящих форм ископаемых фаун СССР (1939 г.), описав представителей отряда *Ammonoidea*, встречающихся в пермской системе. Всего описано 49 видов, принадлежащих 18 родам, относящихся к 5 семействам. Александр Александрович был участником многих палеонтологических совещаний и заседаний и часто выступал с докладами по общим теоретическим вопросам палеонтологии.

Так, в 1922 г. на торжественном заседании, посвященном 75-летию А. П. Карпинского, он выступил с интересным докладом об основных чертах в эволюции аммонитов, опубликованном в Бюллетене МОИП. После исторического обзора изучения аммонитов рассматривается эволюционное развитие четырех основных признаков: спирали аммонитов,

лопастной линии, скульптуры раковины. Проведенный обзор позволяет автору отметить, в общих выводах, что раковины аммонитов построены по механическим принципам, выражающим максимум экономии энергии.

Александр Александрович никогда не забывал о стратиграфическом значении ископаемых органических остатков, в частности о стратиграфическом значении генетических рядов. С докладом на эту тему он выступал в 1955 г. на сессии Всесоюзного палеонтологического Общества. Доклад напечатан в трудах сессии. Вопросу о стратиграфическом значении генетических рядов и значению отдельных групп ископаемых организмов для установления конкретных филогенезов посвящена и статья, напечатанная в Бюллетене МОИП в 1954 г. Интересный доклад «К вопросу о причинах вымирания животных организмов» был сделан им на юбилейной сессии Московского общества испытателей природы в 1941 г. и напечатан в Бюллетене общества.

Последняя палеонтологическая статья Александра Александровича посвящена вопросу «О неполноте палеонтологической летописи» и напечатана в 1959 г. в последнем номере Палеонтологического журнала. Александр Александрович последовательно рассматривает огромные пробелы в познании развития различных групп органического мира. Но Александр Александрович не падает духом перед этой печальной картиной. Он пишет в заключительных строках: «Поиски ископаемых форм представляют задачу многих будущих поколений палеонтологов. Кладбище минувших организмов слишком обширно, а извлечение из земли их остатков и их реставрация представляют огромную кропотливую работу. Но человек упорно стремится к знанию и преодолевает все трудности на этом славном пути. Он несет свой труд с полной верой в постижимость природы». В этих полных воодушевления словах ярко выражен характерный для Александра Александровича оптимизм, его увлечение наукой, его вера в могущество научной мысли, в торжество упорных исканий, ведущих к познанию научной истины.

РАБОТЫ А. А. ЧЕРНОВА В ОБЛАСТИ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ КОМИ АССР

А. И. ЕЛИСЕЕВ

Александр Александрович Чернов по праву считается отцом геологии Коми края. Он был первым геологом, кто начал здесь систематические исследования, которые длились затем более сорока лет, вплоть до последних дней его жизни. Основные научные труды А. А. Чернова, которых более ста, посвящены геологии Коми АССР. Почти вся территория республики была охвачена его исследованиями. Им были заложены основы геологии многих крупных регионов. К таким регионам прежде всего относятся Приполярный Урал, гряда Чернышева, Тиман и Пай-Хой.

Долгое время западный склон Приполярного Урала оставался белым пятном: сюда не ступала нога ни геолога, ни топографа. В самых верховьях р. Косью в середине прошлого столетия прошел Э. Гофман, в 1927 и 1932 гг. этим же путем проходил маршрут А. А. Алешкова. Район же от верховий р. Косью до устья р. Вангыра оставался не исследованным ни в геологическом, ни в географическом отношении. Достаточно сказать, что на 10-верстной карте того времени р. Косью была показана пунктиром.

А. А. Чернов впервые начал здесь работы в 1924 г., изучив р. Кожим и р. Косью до р. Вангыра, а в 1925 — р. Вангыр. Но особенно плодотворной была поездка в этот район в 1935 г., результаты которой изложены в совместной работе с Г. А. Черновым (1940).

Выводы, полученные Александром Александровичем в ходе этих работ, имели очень большое значение для познания геологического строения Урала в целом.

В 1937 г. А. А. Чернов опубликовал статью «История палеозойской геосинклинали на западном склоне Полярного Урала». В этой работе он показал, что коренные породы Полярного Урала состоят из серии осадков, отлагавшихся в одной, преимущественно морской, геосинклинали в течение всего палеозоя и достигают мощности 8—11 км.

Отложение осадков в геосинклинали, вероятно, не прерывалось до позднепермской эпохи включительно. Однако, на рубеже ранней и поздней эпох морская геосинклиналь перешла в наземную. Дно геосинклинали за все время существования испытывало почти непрерывное погружение, но были эпохи и стационарного состояния или даже незначительного обратного движения, наиболее вероятные в нижнем девоне, в нижнем и среднем карбоне.

Автор дает затем историю развития геосинклинали по периодам, которая особенно четко расшифровывается для силурийского, девонского, каменноугольного и пермского периодов.

В работе показывается, как с наступлением позднепермской эпохи

море совсем отступает из геосинклинали, и в ней отлагается мощная толща континентальных образований. К востоку от пермской геосинклинали, т. е. на месте современной Западно-Сибирской равнины, должен был лежать высокогорный и расчлененный континент, тесно связанный с жизнью геосинклинали. Суша была, по-видимому, и к западу от геосинклинали, но более равнинная, чем восточный континент. В позднепермскую эпоху здесь образовались большие пресноводные озера, которые были заполнены мощными осадками вследствие продолжающегося прогибания геосинклинали. Временно образовались болотистые водоемы, благоприятные для отложения растительных материалов и последующего преобразования в угли.

В отношении тектоники геосинклинали можно с уверенностью говорить об едином мощном пликративном процессе, смявшем всю массу ее пород, начиная с кварцитов и кончая верхнепермскими отложениями. Древнейшие отложения геосинклинали, а именно серии метаморфических сланцев, были в этом процессе высоко подняты двумя опромными антиклинальными складками, несколько опрокинутыми к западу. После денудации седел этих складок в их ядрах обнажились древнейшие кварциты, образующие теперь главные массы хребтов Обе и Саледы. В ядре мульды, разобщающей эти антиклинали, выступают отложения нижнего силура. К западу от антиклиналей образовалась опромная мульда, в восточном крыле которой расположены палеозойские свиты от нижнего силура (ордовика) до перми, слагающие центральную часть мульды.

А. А. Чернов установил, что мощный пликративный процесс следует отнести к концу позднепермской эпохи. Этот вывод находился в резком противоречии с общераспространенным взглядом на отнесение эпохи главной уральской складчатости к концу позднего карбона. А. А. Чернов указывает, что этот вопрос заслуживает особого внимания, т. к. значительно повышает возраст складчатости Урала.

Некоторые исследователи того времени выделяли большое количество фаз складчатости Урала. Так, Д. В. Наливкин, кроме основной варисийской складчатости, намечает фазы между нижним и средним карбоном, между карбоном и пермью, между пермью и триасом, а также каледонскую складчатость на западном склоне и слабую киммерийскую — в Зауралье. А. А. Чернов считал более правильным относить эти движения в области западного склона Урала к эпейрогеническим, за исключением пликративной складчатости в конце перми. К этим выводам он пришел при исследовании западного склона Приполярного Урала (бассейна р. Косью).

Как всегда, во время своих исследований А. А. Чернов обращал большое внимание на поиски полезных ископаемых. Во время этих исследований на Приполярном Урале были обнаружены месторождения углей (Кожим и Юсьель), месторождение железных руд (Кожимское).

В последние два десятилетия в области Приполярного Урала было проведено немало работ, в том числе учениками Александра Александровича — А. И. Першиной (по изучению силурийских и девонских отложений), Н. В. Калашниковым, З. П. Михайловой, В. А. Черных и А. И. Елисеевым (по изучению каменноугольных отложений), В. И. Чалышевым, Л. М. Варюхиной и Н. Н. Кузьковой (по изучению пермских и триасовых отложений). Работы учеников дополнили и углубили исследования Александра Александровича. Однако многие его представления остались верными и на сегодняшний день. Следует лишь заметить, что отложения, которые он считал верхнепермскими, В. И. Чалышевым и другими исследователями подразделены на пермские и триасовые. В связи с развитием геологической науки уточнено пред-

ставление А. А. Чернова о наземной геосинклинали: теперь такие области называются предгорными краевыми прогибами.

Следующий район, основы геологии которого также заложены А. А. Черновым — это гряда Чернышева. Здесь он начал свои исследования в 1925 г. К тому времени о геологии гряды существовали весьма скудные сведения. Даже положение самой гряды было обосновано академиком Ф. Н. Чернышевым в 1907 г. на основании малочисленных географических экспедиций, в основном В. А. Журавского, известного исследователя Севера. В то время этот хребет назывался Адак. Позднее, по предложению В. А. Журавского, Н. А. Кулика и других исследователей, его переименовывают в гряду Чернышева.

Систематические исследования гряды Чернышева, начатые А. А. Черновым в 1925 г., продолжались несколько лет. К сожалению, результаты этих исследований изложены лишь в виде кратких статей (Чернов, 1927, 1928), но известны подробные его дневники, которые оказали большую услугу многим геологам при работе в этом районе.

А. А. Чернов на большом фактическом материале показал, что общая геологическая карта того времени давала неправильное представление о гряде Чернышева. На этой карте было показано очень простое строение гряды: ядро из верхнекаменноугольных известняков, охваченное по обе стороны артинскими отложениями. А. А. Чернов установил, что гряда сложена не только верхнекаменноугольными и артинскими, но в основной массе силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными породами. Им было проведено более детальное расчленение этих отложений. Так, в каменноугольных отложениях им были впервые выделены все три отдела. Особенно богатый материал им был собран по нижнему карбону, который по фауне расчленен на два яруса — турнейский и визейский. Проведено также сопоставление каменноугольных отложений гряды с соответствующими отложениями смежных районов. В частности, им указывалось, что терригенная толща низов визейского яруса соответствует аналогичной толще, широко развитой в более южных районах Урала, а толща известняковых брекчий р. Вангыра сходна с отложениями р. Кожима.

В тектоническом отношении, по А. А. Чернову, гряда Чернышева — это горст, ограниченный с запада надвигом, а с востока — сбросом. Это сильно дислоцированная складчатая область, представляющая собою ветвь Урала. В строении гряды отмечено господство косых и опрокинутых к западу складок, осложненных надвигами. Простирающиеся крутые плоскости надвигов совпадают в общем с простирающимися осевыми плоскостями складок. Это говорит в пользу синхронности надвигов и пликтивных дислокаций.

Исследования А. А. Чернова в 20-е годы способствовали развитию представлений о геологическом строении гряды Чернышева, послужили основой для разработки стратиграфии и тектоники. Эти работы оказали большое влияние на дальнейшее изучение района. В 50—60-е годы гряда была покрыта геологической съемкой. Здесь проводили тематические работы ученики А. А. Чернова (А. И. Першина, А. И. Елисеев, В. И. Чальшев). В результате всех этих работ были развиты и детализированы представления А. А. Чернова о гряде Чернышева.

Третий район, который всегда интересовал А. А. Чернова — это Тиман. Первый раз он был здесь еще в 1902 г. со своим учителем академиком А. П. Павловым.

В 1917 и 1918 гг. вместе со своими ученицами В. А. Варсанюковой, Д. М. Раузер-Черноусовой, Е. Д. Сошкиной и Н. А. Емельяновой занимался изучением геологического строения и полезных ископаемых Тимана в бассейне рр. Цильмы и Пижмы Печорской. Эти исследования дополнили имевшиеся к тому времени сведения о геологическом строе-

нии этой части Тимана. Были выявлены новые площади распространения девонских палеобазальтов и вулканических брекчий, новые выходы метаморфических сланцев, собрана богатая фауна из девонских отложений морских и прибрежно-континентальных фаций (панцирные рыбы). Существенные изменения внесены в представления о четвертичных отложениях района, так как в области, где указывались осадки борельской трансгрессии, было обнаружено развитие типичной континентальной морены. К сожалению, значительная часть этого материала не была своевременно опубликована.

В 1937 г. А. А. Чернов (1947) работает на Северном Тимане. Особенно интересные результаты им получены при изучении девонских отложений, а также базальтов. Экспедиция внесла много нового в познание геологического строения Северного Тимана. Так, ранее, согласно мнению академика Ф. Н. Чернышева, считалось, что в девоне была фаза складчатости. Исследования А. А. Чернова показали, что в пределах района исследований нет никаких указаний на образование складок в девонское и каменноугольное время. Все перерывы в накоплении осадков объясняются эпейрогеническими движениями. В девоне были также сбросы, по которым происходили излияния базальтов. Интенсивный горообразовательный процесс относится к концу позднепермской эпохи. В понимании А. А. Чернова, Тиман не является ветвью Урала, как считали некоторые, а представляет собой более древнее сооружение, чем Урал. Ко времени образования Урала Тиман был уже в значительной степени денудирован и уральская складчатость была только наложена на его более древнюю основу.

В 1948 г. А. А. Чернов работает на Печорской Пижме. В задачу его исследований входит изучение девонских и каменноугольных отложений, а также тектоники этого участка Среднего Тимана. Основная же цель работ — изучение золотоносных конгломератов в толще девонских кварцевых песчаников. Особенно интересно отметить работы А. А. Чернова по тектонике. Они привлекают большое внимание потому, что в них рассматриваются своеобразные взгляды П. Е. Оффмана на структуру Тимана, изложенные в статье за 1946 г. В своей статье П. Е. Оффман подчеркивает, что метаморфические сланцы Тимана дислоцированы в одном плане с девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями. Согласно взглядам П. Е. Оффмана тектоническая структура Тиманского вала по своим основным признакам, морфологическим и генетическим, не отличается от структуры Прикамского, Самарского и Доно-Медведицкого валов. Морфология дислокаций Тимана, по его мнению, объясняется неравномерными вертикальными движениями, в результате которых образовалась мозаика ступенчатых и коробчатых форм.

А. А. Чернов резко расходится с этим взглядом. Опровержение представлений П. Е. Оффмана он дает путем подробного описания структур Печорской Пижмы. Все эти структуры вытянуты с северо-запада на юго-восток, то есть согласно с общей складчатостью Тимана. А. А. Чернов считает, что складчатость метаморфических сланцев отличается от складчатости палеозойских пород, более молодой по возрасту. Герцинский орогенез на Тимане, по А. А. Чернову, следует считать «отзвуком более мощного складчатого процесса в Уральской геосинклинали». Древние глыбы Тимана, на которые он был разбит еще в древнепалеозойское время, во время герцинского орогенеза снова пришли в движение, которое выразилось местами в надвигах метаморфических сланцев к юго-западу на отложения девона, карбона и перми. Но этот процесс не получил широкого развития вследствие жесткости глыб. Последующие исследователи во многом подтвердили представления А. А. Чернова о структуре Тимана.

В 1933 г. под руководством А. А. Чернова (1936) работает большая экспедиция в юго-западной части Пай-Хоя. В результате исследований экспедиции получены новые данные по геологическому строению юго-западного Пай-Хоя. Особенно интересными были результаты по стратиграфии пермских отложений и выяснению угленосности северной части Печорского угольного бассейна.

Итоги многолетних работ А. А. Чернова по исследованию геологии и полезных ископаемых Коми АССР были изложены в капитальной сводке «Производительные силы Коми АССР. Том I. Геологическое строение и полезные ископаемые Коми АССР», написанной А. А. Черновым (1953) при участии группы сотрудников филиала. В этой монографии А. А. Чернов дает четкое представление о геологическом строении республики и намечает ближайшие задачи геологических исследований. По широте охвата материала эта работа является единственной для Коми АССР вплоть до настоящего времени, поэтому значение ее трудно переоценить.

Основная часть жизни А. А. Чернова связана с Коми краем. Заслуги его огромны. Он пользовался большой популярностью среди всех слоев населения республики, заслуженным авторитетом среди геологов. В наши дни ученики и последователи А. А. Чернова успешно продолжают начатое им изучение геологического строения Коми края.

ЛИТЕРАТУРА

Чернов А. А. 1925. Угленосные районы бассейна Косью в Печорском крае по исследованиям 1924 г. Мат-лы по общей и прикладной геологии. Вып. 119. Л. Изд. Геол. ком-та.

Чернов А. А. 1927. О геологических исследованиях в 1926 г. в бассейне Б. Сыни и Лунвожа (листы 122, 123). Отчет о деятельности Геол. ком-та за 1925—26 гг.

Чернов А. А. 1928. Геологическое строение бассейна Косью в Печорском крае по исследованиям 1925 г. (предварительный отчет). Изв. Геол. ком-та, т. XVI, № 8.

Чернов А. А. 1936. Геологические исследования 1933 года в юго-западной части Пай-Хоя. Труды Полярной комиссии АН СССР, вып. 26.

Чернов А. А. 1937. История палеозойской геосинклинали на Западном склоне Полярного Урала. Бюлл. МОИП, т. XV (4).

Чернов А. А. и Чернов Г. А. 1940. Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае. М.-Л., Изд-во АН СССР.

Чернов А. А. 1947. Геологические исследования Северного Тимана. Материалы к познанию геологического строения СССР. Изд-во МОИП, нов. сер., вып. 6 (10).

Чернов А. А. и др. 1953. Производительные силы Коми АССР. т. I. Геологическое строение и полезные ископаемые Коми АССР. Изд-во АН СССР.

РОЛЬ А. А. ЧЕРНОВА В ИЗУЧЕНИИ И ОТКРЫТИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

В. А. ЧЕРМНЫХ

Научная деятельность Александра Александровича Чернова является примером гармоничного сочетания плодотворной работы в области теории и практики. Большинство научных трудов А. А. Чернова либо тесно связано, либо посвящено непосредственно изучению полезных ископаемых.

ИССЛЕДОВАНИЯ, ПОСВЯЩЕННЫЕ АСФАЛЬТИТАМ, НЕФТИ И ГАЗУ

Уже в своих первых экспедициях в Коми крае А. А. Чернов обращает внимание на нефтяные месторождения Ухты. В 1909 г. в специальной статье «О геологических условиях залегания Печорской нефти» Александр Александрович выступает о необходимости составления детальной геологической карты с целью выяснения площадного развития нефтеносных отложений. Им высказано предположение о возможной нефтеносности мезозоя. В этой же работе описаны находки асфальтитов по р. Ижме, которые благодаря инициативе Александра Александровича впоследствии были разведаны, и здесь было выявлено крупное месторождение, единственное в Коми АССР.

Весьма ценным выводом этой работы явилось указание Александра Александровича о перспективах нахождения нефти к востоку от Тимана.

К вопросу о расширении поисков нефти он неоднократно возвращается в 1925, 1926, 1927, 1932 и другие годы.

Геологические отряды Научно-Промысловой экспедиции, руководимые А. А. Черновым, выявили нефтепроявления в районах, расположенных к востоку от традиционной Тиманской области. Так, в 1925 г. в бассейне рек Большой и Малой Кожвы на Средней Печоре Е. Д. Сошкина установила значительную битуминозность карбонатных палеозойских пород.

Присутствие асфальтита в свите точильного камня в 1926 г. открывает А. А. Чернов. Им же в 1928 году на гряде Чернышева по р. Шарью были обнаружены доманиковые породы в разрезе франского яруса. Во время геологической съемки на левобережье р. Печоры Т. А. Добролюбова в бассейне р. Югыдвож обнаружила в 1929 году естественные выходы нефти. С 1930 г. во вновь выделенной Александром Александровичем нефтеносной области началось бурение, приведшее к открытию в 1935 г. на Югыде промышленной нефти.

Подтверждая взгляды А. А. Чернова, Т. А. Добролюбова впервые открыла и описала на правобережье р. Печоры четыре антиклинальные

структуры. «Самое западное поднятие (в современном понимании промышленно-газоносная Вуктыльская структура — В. Ч.), — писала Т. А. Добролюбова, — может быть являющееся наиболее правильной антиклинальной структурой... является наиболее интересным для поисков нефти». Она отнесла это поднятие к «не вскрытым тектоническим структурам» и нанесла его на карту (Добролюбова и Сошкина, 1935, стр. 164).

Работой «О нефтепроявлениях в правобережных структурах Средней Печоры» (1947 г.), написанной на основе анализа исследований Печорского Урала, Александр Александрович подтвердил прогнозы нефтеносности структур восточного борта Предуральяского прогиба.

Идея широкой площадной многоярусной нефтеносности неустанно пропагандировалась и отстаивалась Александром Александровичем в течение нескольких десятилетий. В его выступлениях в печати, на геологических совещаниях и конференциях давались конкретные научно обоснованные рекомендации производственным организациям.

Особенно четко его уверенность в перспективности на нефть и газ правобережных структур Печоры была высказана в 1954 г. с трибуны II геологической конференции. Александр Александрович говорил: «В западных отрогах Печорского Урала в бассейне Средней Печоры обрисовывается обширная нефтеносная провинция, еще мало исследованная, но весьма перспективная в отношении поисков и добычи нефти из различных горизонтов палеозоя. Для этого необходимы следующие работы первой очереди:

1) Выяснить условия залегания девонской нефти прежде всего в Кожво-Каменской и Воя-Соплесской структурах.

2) Уточнить условия залегания и происхождения битумов в турнейском ярусе карбона, обнаруженных как в Вуктыльском поднятии правого берега Печоры, так и в других структурах левобережья Печоры.

3) Установить промышленное значение нефти в свите точильного камня левобережных структур Печоры к югу от Югыдского месторождения.

4) Осветить условия нефтеносности среднего карбона, проявляющейся довольно широко в структурах правобережья Печоры, где совсем еще не ставилось бурение на нефть.

5) Шире развернуть разведочные работы на пермскую нефть, признаки которой наблюдаются во всех структурах, а в Югыдском месторождении нефть достигла даже промышленного значения. Необходимо более точно установить возраст пермских осадков, условия залегания в них нефти и ее генезис.

6) Приступить к бурению на нефть в правобережных структурах Печоры, для чего, в первую очередь, рекомендуется бурение на Щугоре, на погружении Вуктыльского поднятия, а также исследование Миш-пармы, одновременно перспективной в отношении углей» (Чернов, 1947).

Таким образом, начиная с 1925 г., по материалам собственных исследований и по данным своих учеников, А. А. Чернов выделяет в области Печорского Урала новую нефтеносную область, с которой связывает большие перспективы получения нефти и газа. Монографическое описание этой области он приводит в своем капитальном труде «Производительные силы Коми АССР. Геологическое строение и полезные ископаемые (1953 г.)». В этом же труде подробно описаны также Тиманские месторождения нефти и газа и даны рекомендации по дальнейшему их поискам.

В пределы Печорской нефтеносной области А. А. Чернов включает структуры левобережья Средней Печоры (Кожво-Каменская, Малокожвинская, Худаюльская, Воя-Соплесская, Западно-Соплесская).

структуры правобережья Средней Печоры (Вуктыльское поднятие, Березовская структура, Переборская структура, Миш-парму), пряду Чернышева и Большеземельскую тундру.

Самостоятельность Печорской области, ее структурная обособленность, первичное происхождение нефти, благоприятные структурные условия, прямые признаки нефтеносности по мнению А. А. Чернова могли по запасам поставить новую нефтеносную область в один ряд с Тиманской. «Таким образом, — писал Александр Александрович, — Средняя Печора представляет безусловный и большой интерес в отношении ее нефтеносности: промышленная нефть здесь может быть и в девоне, и в карбоне, и в перми. Нефти Печоры до сих пор уделялось значительно меньше внимания, чем тиманской нефти. Мы считаем, что при всесторонних исследованиях на Печоре возможно открытие крупных нефтяных месторождений» (1953, стр. 354).

Сегодня мы можем с большим удовлетворением констатировать, что центр тяжести нефте- и газодобывающей промышленности, как и предвидел А. А. Чернов, переместился с Тимана в долину р. Печоры. Большая часть прогнозных запасов всей Тимано-Печорской провинции теперь связывается именно с Печорской областью. Благодаря целеустремленным исследованиям А. А. Чернова и его учеников эта область стала главной базой нефтеносной промышленности Коми АССР. Таким образом, прогноз ученого блестяще подтвердился.

ИССЛЕДОВАНИЯ, ПОСВЯЩЕННЫЕ УГЛЮ

С именем А. А. Чернова связано зарождение на Северо-Востоке Европейской части СССР угольной промышленности. В результате организации планомерных геологических исследований в составе Северной Научно-Промысловой экспедиции уже в 1924 г. были открыты крупные угольные месторождения. Однако освоение открытых месторождений шло медленно. Александр Александрович по этому поводу писал: «Несмотря на то, что в последующие годы неуклонно открывались новые угольные районы, все же долго держалось известное недоверие к значению Печорского бассейна для промышленности, основанное главным образом на том, что нигде на остальном Урале нет промышленных углей пермского возраста — наоборот, в синхронных отложениях Среднего и Южного Урала залегают местами мощные галогенные толщи. Хотя уже с 1925 г. начались планомерные разведки углей, но на них отпускались очень скромные суммы. Резкий перелом в разведке наступил только в 1931 г. после открытия высококачественных углей Воркуты. Разведка углей перешла к Ухто-Печорской экспедиции, которая сразу приступила к добыче и вывозу углей» (Чернов, 1948).

С юга к открытым месторождениям пермского возраста примыкали угленосные площади Средней Печоры более древнего каменноугольного возраста, открытые в результате работ Т. А. Добролюбовой, В. П. Тебенкова и К. Г. Войновского-Кригера.

Таким образом, с момента открытия Г. А. Черновым (Чернов, Иорданский, 1933) воркутских коксующихся углей освоение бассейна стало проходить ускоренными темпами.

Это позволило Александру Александровичу заявить на страницах печати: «На Воркуте мы имеем крупный район с большими запасами высококачественных коксующихся углей... запасы которых быстро возрастают по мере развертывания разведочных работ» (Чернов, 1933).

Изучение и промышленное освоение Печорского угольного бассейна шло на основе детального изучения стратиграфии, литологии, фауны, фаций и условий залегания пермских отложений. Детальному

изучению этих отложений, доказательству их промышленной угленосности посвящены многие научные работы Александра Александровича и его учеников.

Итоги этих исследований сведены в монографической работе «Геологическое строение и полезные ископаемые». В этой монографии Александром Александровичем подробно описаны месторождения: Верхне-Сырьягинское, Нижне-Сырьягинское, Воркутское, Воргашорское, Елецкое, Усинское, Юнь-Ягинское, Интинское, Кожимское, район Косью, Неченский район, центральная часть гряды Чернышева, западная окраина гряды Чернышева и район Средней Печоры — пермского возраста и Среднепечорские месторождения раннекаменноугольного возраста. Расширение рамок Печорского угольного бассейна, поиски и разведка новых месторождений, обеспечение промышленности более дешевым и более качественным углем — вот задачи, которые выдвигал Александр Александрович на III геологической конференции. Он предлагал:

I. По исследованию нижнепермских углей:

а) Первоочередной задачей следует считать разведку угольных месторождений юго-западного Пай-Хоя, чтобы дать выход печорским углям к берегу Баренцева моря. Это дает возможность снабжать Кольский полуостров углями с помощью более дешевого и короткого водного транспорта, разгрузив Печорскую железную дорогу от перевозки этих углей.

б) Проведение структурных буровых скважин для выяснения строения Усинской мегасинклинали. В восточной части этой структуры, между устьями Сейды и Б. Роговой, рекомендуется 3—4 скважины глубиной до 400—500 м. Между Б. Роговой и Адаком также достаточно 3—4 скважины, одна из которых глубиной не менее 1000 м должна быть проведена у Плесь-шора на выходе верхней перми.

II. По исследованию верхнепермских углей:

а) Среди этих углей известны разности сапропелитовых (битуминозных) углей и линтобиолитов, пригодные для химической переработки. Необходима постановка проблемы химического использования углей и соответствующие мероприятия для ее решения.

б) В тех же целях следует считать неотложной задачей исследования верхнепермских углей р. Косью, залегающих мощными пластами вблизи железной дороги. Об этих углях также есть указания, что они пригодны для получения жидкого топлива. Необходима опытная перегонка этих углей.

в) Необходимо выяснить вопрос о выгоде разработки некоторых месторождений верхнепермских углей открытыми работами. В этом отношении благоприятные показания дает месторождение угля на р. Нече. Так как оно удалено от р. Усы на 30 км, то необходимо мелкими скважинами, порядка 30—50 м, выяснить, не тянутся ли эти угли к самой Усе в направлении выхода у Плесь-шора и к с. Косьювом.

г) Необходимо выяснить, нет ли месторождений углей на самой Усе или вблизи нее к западу от гряды Чернышева. Для бурения первой очереди предлагается выход келловея выше Мукерка-дор, лежащего, может быть, непосредственно на угленосной толще. Необходимо также исследовать угольное месторождение на р. Таблека-ю, тяготеющее в транспортном отношении к Усе.

д) Следует обратить внимание на верхнепермские угли Средней Печоры, залегающие в благоприятных транспортных условиях. Близкое залегание их к сидеритам указывает на возможность комплексного использования того и другого объекта» (Чернов, 1955).

Исследования угленосности Александром Александровичем Черновым привели сейчас к наращиванию прогнозных запасов угля до

38 млрд. т (из них 6 млрд. т коксующихся). Основные эксплуатируемые месторождения Воркутское, Хальмеръюское, Воргашорское, Юньягинское и Интинское. Имеется подготовленный резерв для закладки и строительства новых шахт на 22,5 млн. тонн угля. До конца пятилетки планируется строительство 11 шахт.

ИССЛЕДОВАНИЯ, ПОСВЯЩЕННЫЕ СОЛЯМ

Одной из проблем, которая плодотворно изучалась Александром Александровичем в течение десятилетий, была проблема соли на Севере. Признавая большое значение соли для пищевой промышленности, А. А. Чернов считал также, что открытие крупных месторождений не только каменной, но и калийной соли приведет к обоснованию сырьевой базы для химической промышленности.

По его инициативе в 1936 г. геологическим сектором Северной базы АН СССР были обобщены все данные о солепроявлениях на Европейском Севере СССР. В 1937 г. Александр Александрович выступил в печати с предложением пробурить 10 оценочных скважин, четыре из которых приходилось на территорию Коми АССР (Чернов, 1937).

Эти скважины планировалось пробурить: 1) в районе Серегова, 2) на Вычегде, около Усть-Кулома, в 12 км от которого есть озеро с небольшими соляными источниками, 3) в бассейне р. Нема, где имеется соляной источник Сывьюр, 4) в бассейне Верхней Печоры, по р. Патраковке.

В монографии «Геологическое строение и полезные ископаемые» Александр Александрович указывал: «Нахождение крупной залежи каменной соли в с. Серегово ставит как первоочередную задачу — выяснение всего комплекса солей, который может быть в Удорском районе, для чего здесь необходимо пробурить все пермские отложения. Не исключена возможность нахождения в этом комплексе и калийных солей. Мы можем получить в республике различные соли, необходимые в химической промышленности, и развить на их основе стекольное, содовое, красочное производство и целлюлозно-бумажную промышленность».

И далее... «проблема каменной соли и других солей в Коми АССР является крайне актуальной. Необходимо развить бурение на соли, выяснить их состав, мощность и условия залегания. Мы считаем недопустимым дальнейшее оттягивание под теми или иными предлогами бурение на соли в республике» (1953, стр. 420).

В настоящее время благодаря выполнению предложенного Александром Александровичем плана в Коми АССР выявлено два соленосных бассейна: Верхнепечорский и Вычегодский.

В пределах Вычегодского разведано лишь пока одно Сереговское месторождение с прогнозными запасами в 5 млрд. т. Представлено каменными солями, залегающими на глубинах 230—350 м.

В Верхнепечорском соленосном бассейне по категории прогнозных запасов содержится калийных солей 25,9 млрд. т, каменных — 508,8 млрд. т. Глубина залегания 250—1000 м, мощность соленосных отложений до 460 м.

ИССЛЕДОВАНИЯ, ПОСВЯЩЕННЫЕ ДРУГИМ ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ

Являясь основоположником планомерного научного изучения геологического строения Коми АССР и соседних территорий, Александр Александрович участвовал в исследованиях по открытию и освоению других видов полезных ископаемых.

Много внимания он уделял выявлению железных руд, «которые

могли бы идти в плавку на базе печорских углей. Уже давно известны, — писал А. А. Чернов, — месторождения железных руд (магнетитов, гематитов, бурых железняков, хромитов, сидеритов), но исследования их еще не закончены. Особый научный и практический интерес в настоящее время представляют высококачественные бурые железняки, залегающие в нижнекарбонových отложениях Верхней Печоры» (1958).

Трудно перечислить все виды полезных ископаемых, которые являлись предметом изучения Александра Александровича. Его региональные и стратиграфические научные работы по Тиману, Уралу, Печорской гряде, гряде Чернышева, Пай-Хою и другим регионам Северо-Востока Европейской части СССР неизменно завершались разделом «Полезные ископаемые». В этих разделах внимание геологической общественности направлялось на проявления и месторождения серного колчедана и флюорита, горючих сланцев и фосфоритов, минеральных вод и полиметаллов, медных руд и баритов, строительных материалов, поделочных и драгоценных камней и на другие виды минерального сырья.

В последнее время Александр Александрович интересовался поисками в пределах Коми АССР месторождений золота и алмазов.

Он указывал: «...совершенно необходимо опробовать на золото современный аллювий р. Подчерема и его левых притоков». «Необходимо опробовать золотоносность древнего аллювия...». «Широкое распространение золотоносности в рассматриваемой печорской части Урала должно привлечь внимание геологов» (1961).

Проанализировав все данные о находках алмазов на территории Коми АССР, Александр Александрович показал, что «Тиманские районы республики представляются наиболее перспективными в отношении поисков алмазов. На Тимане, по-видимому, скорее всего может быть решена проблема происхождения алмазов, а также могут быть установлены районы, наиболее благоприятные для добычи алмазов. Пути их разведок и освоения можно считать намеченными» (1960).

Обзор исследований Александра Александровича в области полезных ископаемых показывает постоянную и глубокую заинтересованность его в ускоренном экономическом развитии Коми АССР и всего Европейского Севера СССР. Многие мечты выдающегося ученого были воплощены еще при его жизни потому, что сам Александр Александрович, начиная от самых первых научных прогнозов и кончая закладкой скважин, шахт и выбором способов добычи, — участвовал лично во всех этапах поисковых и разведочных работ. Неумолимо, год за годом, он добивался благородных целей введения в промышленное использование вновь открываемых месторождений. По всем этим этапам открытия и освоения минеральных богатств им написано множество научных трудов, среди которых выделяются итоговые сводки: «Полезные ископаемые Печорского края с Пай-Хоем, Вайгачем и южным островом Новой Земли» 1931 г., «Минерально-сырьевая база Северо-Востока Европейской части СССР (анализ и перспективы)» 1948 г. и «Производительные силы Коми АССР, том I. Геологическое строение и полезные ископаемые» 1953 г.

Непреодолимая заслуга его еще и в том, что на месте его первых геологических маршрутов поднялись копры шахт и буровые вышки, города и рабочие поселки, и в том, что он создал в Коми республике большую школу геологов, которые продолжают сейчас его дело — изучение геологии и полезных ископаемых Севера.

ЛИТЕРАТУРА

Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. 1935. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал), лист 123. Тр. Ленингр. геолого-гидрог.-геодезич. треста, вып. 8.

Махоткин И. А. 1965. «Основные итоги поисков и разведки нефти, газа и других полезных ископаемых на территории Коми АССР в 1959—1963 гг., выявившиеся перспективы и план на 1966—1970 гг.». В сб.: «Геология и полезные ископаемые Северо-востока Европейской части СССР и севера Урала». Сыктывкар.

Синицын С. А. 1965. Коми АССР — крупная сырьевая база горнохимической промышленности. Там же.

Чернов А. А. 1909. О геологических условиях залегания Печорской нефти. Ежегодник по геол. и минер. России, т. 11, вып. 1—3.

Чернов А. А. 1933. Угли Печоры к началу 1933 г. Хозяйство севера, № 2.

Чернов А. А. 1937. О необходимости разведочного бурения на каменную соль. Новый север, № 2.

Чернов А. А. 1947. О нефтепроявлениях в правобережных структурах Средней Печоры. Материалы II геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар.

Чернов А. А. 1948. Минерально-сырьевая база Северо-Востока Европейской части СССР (анализ и перспективы), Изд. АН СССР.

Чернов А. А. 1953. Производительные силы Коми АССР. Т. I. Геологическое строение и полезные ископаемые.

Чернов А. А. 1955. Выступление. Материалы совещ. по итогам геол. и геологоразвед. работ на терр. Коми АССР за период 1948—1953 гг. Сыктывкар.

Чернов А. А. 1958. Перспективы развития минерально-сырьевых баз Коми АССР. Бюлл. научн.-техн. информации. Сыктывкар.

Чернов А. А. 1960. О перспективах нахождения алмазов в Коми АССР. Тр. Коми филиала АН СССР, № 10.

Чернов А. А. 1961. О распространении золотоносности на Печорском Урале. Сб. техн. информации, № 1. Сыктывкар.

Чернов Г. А., Иорданский Н. Н. 1933. Маршрутные геологические исследования в бассейне верхней Усы (Полярный Урал) летом 1930 г. Материалы ЦНИГРИ (региональная геология и гидрогеология), сб. 1.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЦВЕТОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В. И. ЧАЛЫШЕВ

Цвета пород, по общему признанию, являются важнейшими литологическими признаками, имеющими зачастую большое стратиграфическое и палеогеографическое значение, поэтому приходится только сожалеть, что до сих пор нет ни общепринятого порядка описания цветов пород, ни их классификации, ни таблиц или атласов цветов, способствующих однозначному определению цвета. Вследствие этого цветовые характеристики осадочных пород зачастую субъективны.

Цвета осадочных пород являются результатом как наследования цветов материнских пород, так и целого ряда сложных процессов, протекающих при переносе, захоронении осадков и при последующих их изменениях, вплоть до изменения породы под воздействием современных процессов выветривания. В основу классификации цветов пород могут быть положены различные признаки и, следовательно, могут быть созданы различные классификации, но конечной целью всякой классификации каких-либо сложных явлений должна быть классификация генетическая, поэтому и классификация цветов пород должна строиться с учетом генезиса цвета и парагенетических связей между различными цветами.

В качестве первого варианта, который в дальнейшем, безусловно будет более или менее существенно видоизменяться и уточняться, можно предложить следующую классификацию осадочных пород по цвету (табл. 1). Согласно этой классификации выделяется пять основных цветовых групп пород: белоцветные, сероцветные, зеленоцветные, красноцветные и пестроцветные.

БЕЛОЦВЕТНАЯ ГРУППА

К белоцветной группе пород относятся два основных типа: бесцветные и белые. Первые — это прозрачные породы, такие как каменная соль, гипс и некоторые другие. Происхождение бесцветных пород сингенетическое, изредка диагенетическое, возможно, катагенетическое.

Вторые — белые породы встречаются нередко, хотя чаще всего с другими цветовыми оттенками. Белый цвет имеют породы, состоящие, в основном, из агрегатов бесцветных минералов. Это каолиновые глины, карбонатные породы (мел, известняки, доломиты, одна из разновидностей сидерита), сравнительно чистые разновидности кварцевых песков, некоторые песчаные породы с белым глинистым мучнистым цементом, некоторые фосфориты и др. Белый цвет часто имеют мелкокристаллические разновидности солей, гипса и ангидрита. По своему происхождению белый цвет может быть унаследованным от размываемой породы (као-

лин, кварцевые и известковые песчаники), сингенетическим (соли, карбонатные породы), изредка диагенетическим или катагенетическим (белые редуцированные песчаники среди красноцветов), а также гипергенным (выпоты солей на поверхности пород).

Чистые бесцветные и белые породы встречаются сравнительно нечасто. Обычно, вследствие загрязнения посторонними примесями, заметны те или иные оттенки, которые сгущаясь могут до такой степени замаскировать бесцветность или белоцветность породы, что ее приходится относить к какой-либо другой цветовой группе. Для чистых пород термины «бесцветный» и «белый» вполне определяют принадлежность пород к белоцветной группе. Для пород в целом белых, но с какими-либо оттенками, чтобы подчеркнуть принадлежность к белоцветной группе, следует применять двойные названия цветов, в которых на первом месте будет название оттенка, а на втором — основной цвет (голубовато-бесцветный, желтовато-белый и т. д.). В случае сильного загрязнения белоцветных пород какими-либо хромофорами следует либо специально оговаривать это, либо после названия цвета применять слова «до почти белого».

СЕРОЦВЕТНАЯ ГРУППА

К сероцветной группе относятся два основных цвета: черный и серый. Черные породы встречаются нередко. Это различные угли, битуминозные породы, кремнистые породы, терригенные породы из зерен черных непрозрачных минералов и т. д.

Черный цвет пород, по общему признанию, в большинстве случаев обуславливается органическими веществами, углистыми или битуминозными. В редких случаях черный цвет зависит от присутствия в породе сульфидов железа или окислов марганца. Встречаются также терригенные породы, черный цвет которых определяется цветом преобладающих частиц черных минералов, например, магнетита.

По своему происхождению черный цвет может быть унаследованным (магнетитовые песчаники), сингенетическим (черные глины), диагенетическим и катагенетическим (угли, битуминозные породы).

Серые цвета у пород встречаются очень часто. Это различные песчаные, алевритовые и глинистые породы, карбонатные и кремнистые породы и др. Серые цвета чаще всего зависят от присутствия в породах углистых или битуминозных веществ. В более редких случаях серый цвет пород представляет собой результат смешения цветов основных компонентов породы. Например, серый цвет гравелитов и песчаников иногда обусловлен смешением зерен бесцветных или белых минералов и темноцветных минералов.

По происхождению серый цвет, так же как и черный, может быть унаследованным, сингенетическим, диагенетическим и катагенетическим. По существу серый цвет это в той или иной степени «разбавленный» черный цвет. В серых породах, сравнительно с черными, просто меньше красящих черных веществ.

Породы черного и серого цветов часто обнаруживают те или иные цветовые оттенки и в таких случаях названия цветов будут двойными. Первое слово будет характеризовать оттенок, а второе — тот или иной основной цвет группы. Например, буровато-черный цвет, зеленовато-серый и т. д.

ЗЕЛЕНОЦВЕТНАЯ ГРУППА

К зеленоцветной группе отнесены два основных цвета: синий и зеленый. Чистые синие цвета у осадочных пород отмечаются очень редко, вследствие большой редкости синих хромофоров. По существу это толь-

ко вивианит и азурит — минералы, встречающиеся в осадочных породах довольно редко. Темно-синий оттенок иногда виден в породах (обычно влажных), содержащих большое количество мелкорассеянных сульфидов железа. Более или менее ясно выраженные голубоватые оттенки встречаются нередко, но происхождение их не совсем ясно. По данным А. И. Перельмана (1961) голубоватый цвет в породах является вследствие образования алюмоферросиликатов, возникающих при взаимодействии двухвалентного железа с алюминием и кремнием при редукции красноцветных пород. Согласно другим данным (Keller, 1953) голубоватый цвет обуславливается частичным окислением двухвалентного железа. В некоторых случаях голубоватый оттенок, по-видимому, является следствием оптического эффекта.

Зеленые цвета у осадочных пород встречаются довольно часто, хотя и представляют собой обычно всего лишь более или менее ясно выраженные зеленые или зеленоватые оттенки. Зеленоватые цвета отмечаются у песчаников, у карбонатных пород и особенно часто у пород алеврито-глинистого состава.

Хромофорами зеленых и зеленоватых пород являются различные зеленые минералы. Д. В. Наливкин (1956) указывает на шесть групп таких минералов. Первая группа, имеющая наибольшее значение, включает такие силикаты, как серпентин, хлориты, эпидот. Особенно большое значение из них имеют два последних минерала. Вторая группа — это глауконит, третья — актинолит, некоторые роговые обманки и др., четвертая — оливин и зерна оливинсодержащих пород, пятая — карбонаты меди и шестая — некоторые глинистые минералы (иллит, монтмориллонит). В редких случаях зеленый цвет зависит от присутствия соединений никеля, хрома и некоторых других элементов. Зеленый цвет самих перечисленных минералов обычно связывается с присутствием в них закисных форм железа (Наливкин, 1933; Ферсман, 1936, 1939; Данчев, 1957; Чалышев, 1959), хотя отдельные исследователи сомневаются в этом (Швецов, 1958).

М. С. Швецов (1958) указывает, кроме того, что зеленоватый оттенок различных обесцвеченных прослоек и пятен среди красноцветов является следствием оптического эффекта, при котором серый или светло-серый цвет «...на фоне красного всегда должен казаться зеленым...» (стр. 185).

По происхождению зеленые цвета могут быть унаследованными (терригенные зеленые породы), сингенетическими (глауконитовые песчаники и глины), диагенетическими (песчаники с хлоритовым цементом, редуцированные красноцветы), катагенетическими и, вероятно, гипергенными (медистые песчаники и конгломераты).

Оба описанных цвета с другими цветами, особенно с серыми, часто образуют смешанные цвета, такие как серовато-голубой, серо-зеленый, желто-зеленый и т. д.

КРАСНОЦВЕТНАЯ ГРУППА

Как видно из таблицы, к красноцветной группе отнесены породы четырех основных цветов: желтые, коричневые, красные и фиолетовые. Коричневый и красный цвета встречаются очень часто, особенно в сочетании с другими цветами, и образуют целую серию различных сложных и промежуточных цветов. Желтый и фиолетовый цвета встречаются реже, но в типичных красноцветных толщах в общем нередки.

Желтые, коричневые и красные цвета отмечаются у самых разнообразных пород: от конгломератов до хемогенных пород включительно. Красный цвет пород в некоторых случаях зависит от присутствия

в них большого количества гранатов или красноватых полевых шпатов, то есть является унаследованным. Но в подавляющем большинстве случаев желтые, коричневые и красные цвета пород, согласно всем исследователям, обуславливаются окислами железа (Пустовалов, 1937; Наливкин, 1956; Данчев, 1957; Швецов, 1958; Чалышев, 1959; Феофилова, 1966; Dale, 1899; Tomlinson, 1916; Dorsey, 1926; Van Houten, 1948; Swineford, 1955 и др.). Окислы железа могут быть как в виде оболочек (рубашек) на зернах, так и в виде разного рода сгустков и цемента.

Согласно взглядам ряда исследователей (Dorsey, 1926; Швецов, 1958; Чалышев, 1959 и др.) хромофорами коричневых, бурых и желтых цветов являются водные окислы железа, а наиболее чистые и яркие красные цвета пород обязаны присутствию безводных или маловодных окислов железа. Яркость красного цвета зависит также в ряде случаев от относительного количества в породе двух- и трехвалентного железа (Tomlinson, 1916; Чалышев, 1959), но само отношение железа указанных валентностей находится в обратной зависимости от количества органики в породе (Чалышев, 1959, фиг. 1). По некоторым данным интенсивность и оттенки красного цвета зависят также от размеров гематитовых частиц (Van Houten, 1948).

Минералогическая природа хромофоров красноцветных пород, как указывает А. П. Феофилова (1966), сделавшая сводку всех данных по происхождению цветов красноцветных пород, пока недостаточно ясна, поэтому указанные в таблице хромофоры желтого, коричневого и красного цветов в некоторой степени условны.

По происхождению желтый цвет у пород сингенетический и диагенетический, а в некоторых случаях гипергенный (вследствие окисления тонкорассеянного пирита в условиях современного выветривания (Чалышев и Варюхина, 1966)). Коричневый цвет, главным образом, сингенетический и редко диагенетический. Буроватые оттенки могут иметь гипергенное происхождение. Красный цвет у пород может быть унаследованным, например, у пород, наследовавших цвет размываемых латеритов, сингенетическим (большинство красноцветных пород), изредка диагенетическим (пятна). В стадию катагенеза красный цвет у пород, вероятно, усиливается и становится более ярким.

Природа хромофоров фиолетового цвета пород до настоящего времени не совсем ясна. Считается, что этим цветом породы обязаны в одних случаях флюориту, в других — соединениям марганца (Наливкин, 1956; Данчев, 1957; Швецов, 1958; Чалышев, 1959). По своему происхождению фиолетовые цвета могут быть унаследованными (породы, содержащие флюорит), сингенетическими и диагенетическими (песчано-глинистые породы среди красноцветов).

У всех основных цветов красноцветной группы, так же как и у основных цветов всех других описанных групп, бывают самые различные оттенки, поэтому названия цветов могут быть двойными.

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ ГРУППА

Пестроцветные породы представляют собой принципиально особую и вполне самостоятельную цветовую группу, хотя они и являются производными пород других цветовых групп.

Для всех описанных цветовых групп была характерна одноцветность, то есть породы в том или ином слое, даже очень тонком, имели какой-то один преобладающий цвет. Для пестроцветов, напротив, характерна многоцветность. В пределах одного и того же слоя различные основные цвета других групп сложно переплетаются между собой. Одноцветные участки в пестроцветах имеют самую разнообразную

величину и отличаются очень прихотливыми очертаниями как в плоскости напластования, так и в перпендикулярных к ней плоскостях.

Множество отдельных прослоев и даже целые толщи среди красноватых и желтоватых систем, относимые в общем к красноцветам, представляя собой, в действительности, пестроцветы. Они широко развиты в уфимском и татарском ярусах перми Русской платформы и севера Предуралья, в донгузской и букобайской свитах триаса Оренбургского Приуралья, в верхах «тананыкской» и низах богдинской свиты триаса г. Большое Богдо, в триасе Донбасса, юга Белоруссии, Центральной Европы и т. д.

Происхождение цветов пестроцветной группы пород пока не совсем ясно. Несомненно только то, что они являются результатом изменения цветов пород других групп, чаще всего красноцветной. В одних случаях они возникли, вероятно, как следствие различных окислительно-восстановительных реакций при процессах древнего выветривания, а в других — как результат катагенетических преобразований пород.

Вследствие этого в первоначально красноцветных породах появились различные пятна и прожилки иного цвета, количество которых с временем увеличивалось. Порода приобретала пестроцветный облик, слоистость у нее зачастую исчезала или в значительной степени маскировалась пятнистостью окраски. При восстановительном характере протекающих преобразований происходила редукция окислов железа, первоначально красноцветные породы могли полностью изменить свой цвет на зеленый, серый и даже белый.

В тех случаях, когда доли участия различных цветов примерно одинаковы, породы в общем разноцветные. При преобладании какого-либо одного цвета общий цвет пестроцвета определяется этим преобладающим цветом (серый пестроцвет, зеленый пестроцвет, красный пестроцвет, фиолетовый пестроцвет и т. д.).

* * *

Как видно из приведенной характеристики, белоцветная группа объединяет породы, у которых отсутствуют хромофоры — их цвет определяется цветом слагающих породы минералов. Ко второй — сероцветной — группе отнесены породы, цвет которых обуславливается, как правило, органическими веществами. Третья группа своим цветом обязана, главным образом, различным зеленым хромофорам (синие цвета у пород очень редки, и их можно не принимать в расчет). Цвет красноцветной группы, исключая фиолетовый, в подавляющем большинстве случаев зависит от окислов железа. Фиолетовый цвет по хромофорам представляет собой как будто самостоятельную цветовую группу. Однако, учитывая парагенетическую связь пород этого цвета с собственно красноцветными породами, мы пока включаем его в красноцветную группу. Цвета последней — пестроцветной — группы пород определяются сложными сочетаниями между собой цветов различных групп, что и отличает эту группу от всех остальных.

Таким образом, все выделенные цветовые группы представляют собой вполне естественные группировки, имеющие свои вполне определенные характерные особенности.

Наряду с этим следует отметить, что три средние цветовые группы и их основные цвета представляют собой определенный парагенетический ряд, в котором от черных пород до красных, в общем, уменьшается количество органического вещества и увеличивается степень окисленности железа.

ЛИТЕРАТУРА

- Данчев В. И. 1957. Цвет осадочных пород и причины, его определяющие. В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. I. Госгеолтехиздат. М.
- Наливкин Д. В. 1933. Учение о фациях. Изд-во АН СССР. М.—Л.
- Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях. Т. I. Изд-во АН СССР. М.—Л.
- Перельман А. И. 1961. Геохимия эпитетических процессов. (Зона гипергенеза). Изд-во «Высшая школа». М.
- Пустовалов Л. В. 1937. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху. Проблемы сов. геологии, № 11.
- Феофилова А. П. 1966. Переход угленосных отложений в соленосные в западном Донбассе. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 140.
- Ферсман А. Е. 1936. Цвета минералов. Изд-во АН СССР. М.—Л.
- Ферсман А. Е. 1939. Геохимия. Т. 4. Госхимиздат. М.
- Чалышев В. И. 1959. Цвета пород лагуно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры и климаты пермского и триасового периодов этого района. Изв. Коми филиала ВГО, вып. 5.
- Чалышев В. И. и Варюхина Л. М. 1966. Биостратиграфия триаса Печорской области. Изд-во «Наука». М.—Л.
- Швецов М. С. 1958. Петрография осадочных пород, 3-е издание. Госгеолтехиздат. М.
- Dale T. N. 1899. The state belt of Eastern New York and Western Vermont. Geol. Surv. Ann., Rept., № 19.
- Dorsey G. E. 1926. The origin of the color of red beds. J. Geol. 34, № 2.
- Keller W. D. 1953. Illite and montmorillonite in green sedimentary rocks. Sediment. Petrol., 23, № 1.
- Swineford A. 1955. Petrography of Upper Permian rocks in South-Central Kansas. Kansas St. Geol. Surv. Bull. № 111.
- Tomlinson G. W. 1916. The origin of red beds. J. Geol. 24.
- Van Houten F. B. 1948. Origin of red-banded early-Cainozoic deposits in Rocky Mountain region. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 32, № 11.

ДЕВОНСКИЕ РЫБНЫЕ ФОСФОРИТЫ НА ТИМАНЕ

О. С. КОЧЕТКОВ

На Среднем Тимане присутствие в верхнедевонских отложениях остатков панцирных рыб отмечалось еще А. А. Малаховым (1940). По его наблюдениям, особенно широкое распространение, они имеют в косминском горизонте верхнего девона среднего течения р. Цильме. Н. Н. Тихоновичем в 1941 г. пачка отложений, наиболее обогащенная костными остатками рыб, была выделена как рыбный горизонт. На Южном Тимане признаки обогащения костями рыб отдельных слоев верхнедевонских отложений известны по материалам описания скважин. На Северном Тимане и Канине сведения о рыбных остатках в отложениях верхнего девона имеются в работах Е. М. Люткевича (1953) и др.

Проведенные нами геологические исследования на Среднем, Северном Тимане и Канине показали, что костные остатки рыб зачастую сильно насыщают отдельные пласты верхнедевонских отложений, что образуют фосфатную породу, которая может быть названа рыбными фосфоритами.

На Среднем Тимане по р. Цильме рыбные фосфориты наблюдаются среди верхнедевонских отложений косминской свиты, начиная от устья р. Космы до устья ручья Верхнего Двойничного, т. е. на расстоянии 30 км по прямой. Они представлены прослоями мощностью от 0,05 до 0,7 м мелкозернистого туфопесчаника, насыщенного разноориентированными неокатанными обломками костей рыб размером до 10—15 см (более 50% породы). По этой причине фосфорит также именуется «рыбной брекчией». Произведенные наблюдения показывают: 1) породы, вмещающие «рыбные брекчии», имеют песчано-глинистый состав и сильно обогащены пирокластическим материалом. Примерная мощность фосфоритоносной толщи около 150 м. Она содержит не менее 20 прослоев рыбных фосфоритов. Довольно часто встречаются пропластки основных туфов, нередко содержащих «запечатанные» костные обломки и растительные остатки. Во всех породах наблюдается в небольших количествах тонкораспыленный пирит, встречается редкая фауна филлопод и лингул; 2) в большинстве случаев «рыбные брекчии» располагаются в основании пластов зеленовато-серых средне- и мелкозернистых туфопесчаников, залегающих с признаками внутриформационных размывов на пелитолитах, зеленовато-серых и пестроокрашенных. Этим объясняется обогащение «рыбных брекчий» галечками и обломками туфопелитолита, состоящего преимущественно из тонкодисперсного пеплового материала, частично или полностью монтмориллонитизированного и замещенного кальцитом, анкеритом, сидеритом; 3) при выклинивании пласты «рыбной брекчии» фациально замещаются крупнозернистыми туфопесчаниками, содержащими большое количество

крупных растительных остатков и углистых линзочек, или туфогенными пелитолитами с признаками небольших размывов в виде обломочков того же пелитолита. Часто выклинивание одного пласта «брекчии» сопровождается появлением в 0,5—1,0 метра выше или ниже по разрезу нового пласта «брекчии».

На Северном Тимане по р. Великой, ниже устья ручья Болванского, туфопесчаная фосфоритоносная толща верхнедевонских отложений стратиграфически соответствует примерно безмощицкой свите Л. С. Коссового. Это крупнозернистые буровато-серые песчаники с крупной косою слоистостью, которые залегают в виде горизонтов линз мощностью 2—4 м и длиной 20—30 м и более. Линзы перемежаются с 1—2-метровыми слоями серых аргиллитов, в кровле которых наблюдаются пропластки 0,1—0,35 м глинистого алевролита, насыщенного галечками аргиллита и крупными угловатыми обломками костей рыб. Алевролит содержит также немногочисленные, но крупные растительные остатки. Наблюдаемая мощность фосфоритосодержащей толщи около 30 м. Как видно из приведенной характеристики, это те же «рыбные брекчии», что и описанные для Среднего Тимана.

По комплексу фациальных признаков «рыбные брекчии» можно предположительно подразделить на аллювиально-дельтовые и лагунные. На Среднем Тимане к первым со значительной долей условности можно отнести «рыбные брекчии», ассоциирующие со скоплениями крупных растительных остатков и углистых пропластков. Они распространены главным образом западнее от устья ручья Заводского. Ко вторым здесь относятся «рыбные брекчии», содержащие лишь мелкий растительный детрит или вообще лишенные его. Они обычно сопровождаются туфопесчаниками с ракушняком, со следами ходов червей-иллоедов и распространены восточнее и юго-восточнее ручья Заводского, в самых верхах косминской свиты. Северо-тиманский тип «рыбной брекчии» соответствует аллювиально-дельтовому типу Среднего Тимана. Правда, северо-тиманские песчаники лишены значительной части туфогенного материала, который, в основном, был окислен и глинизирован.

Отложения, вмещающие «рыбные брекчии», на Среднем и Северном Тимане по наличию в них фауны филлопод, лингул и других брахиопод характеризуются как мелководные. Аллювиально-дельтовые «рыбные брекчии», очевидно, формировались в дельтовых и придельтовых участках, где с суши приносилось большое количество растительного материала. Последний перемывался и захоронялся вместе с прочим крупнообломочным материалом и костными обломками. Накопление и захоронение этого материала происходило при смене «затишных» условий накопления глинистых осадков условиями очень подвижной водной среды с интенсивной дифференциацией обломочного материала по удельному весу и размерам, сопровождаемой размывом ранее отложенных и уже уплотненных осадков. Закономерная приуроченность «рыбных брекчий» к контакту пелитолитов с залегающими выше них песчаниками рисует картину формирования фации «рыбных брекчий» как фации заполнения западин, понижений в донном рельефе. Предварительно на таких участках происходило отложение глинистых осадков. При возникновении поблизости каких-то течений, волнений, глинистые осадки могли размываться. Вместе с тем на эти участки течениями могли «отбрасываться» и здесь захороняться крупнообломочный материал, составляющий фацию «рыбных брекчий». Такими условиями захоронения хорошо объясняются также неокатанность, разноориентированность и неотсортированность обломков костей. К концу формирования фации «рыбных брекчий», по-видимому, происходило ослабление гидродинами-

ческой активности среды и отложение чистого песчаного материала, перекрывающего «рыбную брекчию».

Формирование фации «рыбных брекчий» лагунного типа в основных чертах, по-видимому, было сходно с придельтовым типом. Отличия сводятся к преимущественно солоноватоводному режиму среды оседания, скопления, большему удалению участков аккумуляции от район дельт и возможно большей глубинности сопровождающих фаций.

Сопоставление описанных нами «рыбных брекчий» с аналогичными образованиями из майкопских отложений (олигоцен-миоцен) Предкавказья (Шамрай, Кубецкий, 1960) выявляют между ними много общего. Это выражается в сходной ихтиодетритусовой структуре брекчий, в взаимосвязанности с глинистыми осадками и в близости фациальных обстановок формирования. Но есть и отличия, заключающиеся в довольно хорошей окатанности, отсортированности и перетертости костного материала майкопских «рыбных брекчий», в большей, до нескольких метров, мощности залежей и в отсутствии проявлений вулканизма. Нами наблюдались сравнительно малые мощности пластов «рыбных брекчий» на Тимане. Однако по аналогии с майкопскими «брекчиями» здесь возможно нахождение залежей большей мощности и протяженности.

Причины скопления огромного количества обломков костей рыб объясняются по-разному. И. А. Шамрай и Н. И. Кубецкий (1960) считают, что были периоды массовой гибели рыб. В случаях майкопского бассейна и некоторых современных рыбных замороз в Азовском море у берегов Аравии она вызвана временной кислородной недостаточностью. Но для накопления костных обломков в виде линзовых фосфоритоносных залежей нужны даже при наличии массовой гибели рыб определенные гидродинамические условия (течения, волнения и т. п.). По нашему мнению, главную роль в массовой гибели рыб в верхнем девонском водоеме или водоемах сыграла вулканическая деятельность этого периода. Это подтверждается многими фактами. Непосредственной ассоциацией «рыбных брекчий» и подстилающих их пелитолитов с подводными эффузиями. В «брекчиях» можно наблюдать захват костных обломков вулканическим стеклом с проникновением его внутрь ячеек. Сами пелитолиты в значительной своей части состоят из туфогенного пеплового материала. И, наконец, наличие подводных излияний свидетельствует о подводных взрывах, существовании подводных фумролов, горячих источников и т. п. Действия этих факторов несомненно вызвали массовую гибель рыб*. Последующее усиление гидродинамической активности (в основном — влияние течений) приводило к скоплению и захоронению костных обломков.

МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЫБНЫХ ФОСФОРИТОВ

Вмещающий костные обломки материал состоит из карбонатизированных галечек туфопелитолитов, обломочных зерен кварца, полевошпатов и вулканического базальтового стекла, сцементированных то козернистой буровато-зеленой массой вулканического пепла. Вулканическое стекло обломков частично или полностью изменено, замещено крупнозернистым карбонатом магнетитсидеритового ряда. По вулканическому стеклу цемента развивается сравнительно менее железистый карбонат (анкерит, кальцит), образующий пойкилокластическую структуру. Иногда в «брекчии» встречается на отдельных участках опаловый и баритовый цемент. Последний замещает даже карбонат с пойкило-

* О важной роли вулканического фактора в массовой гибели рыб для девонского периода пишет и А. И. Атласов (1964) на примере отложений Норильского района.

кластической структурой, являясь продуктом наложенных процессов вторичной минерализации.

Фосфатизированные костные обломки имеют светло-коричневую, буроватую окраску. Они сложены хорошо прозрачным фосфатным веществом, анизотропным до изотропного. Наиболее анизотропно оно в костных обломках с волокнистой и ячеистой структурой. Изотропно — обычно в однородных бесструктурных обломках. Максимальная величина двупреломления достигает 0,006—0,008. Светопреломление изменяется в интервале 1,615—1,625. Полученные порошкограммы трех образцов (Средний и Северный Тиман) показали, что анизотропный фосфат занимает по характеристике главных линий межплоскостных расстояний промежуточное положение между хлорапатитом и франколитом

($\frac{P}{p}$ 2131=2,776—2,778Å). Возможно, что в нем содержится и молекула манганатапата (Михеев, 1957). Изотропный фосфат отнесен нами к коллофаниту. Определение химического состава, произведенное в лабораториях Коми филиала АН СССР (аналитики Л. А. Разницына, А. А. Поповцева, Э. Г. Бабушкина), представлено в табл. 1.

В рыбных фосфоритах костные обломки, как правило, резко отделены от вмещающей минеральной массы. Но в случае воздействия лавы наблюдается цементация костных обломков вулканическим стеклом. Последнее проникает и в обломки. Нередко от периферии к середине таких обломков, все более ослабляясь, прослеживаются несколько центров, аналогов колец Лизеганга. Они окрашены в бурый цвет и сложены гидратами окислов железа. Появление их в связи с магматическим воздействием следует объяснять контактовой миграцией железа и, возможно, некоторых иных элементов со стороны остывающей магмы в фосфатное вещество обломков.

Вторичные эпигенетические изменения коллофанит-апатитового вещества костных обломков выражаются в их замещении кальцитом. При этом одна часть коллофанит-апатитового вещества (как ион кальция, карбонат-ион и фосфат-ион), без сомнения, входит в состав карбонатов, другая часть выносятся и снова откладывается тут же в породе. Последнее доказывается выделением коллофанита в породе, непосредственно у «устьев» трещин, пересекающих обломки кости, и в самой трещине внутри обломка. Выделения вторичного коллофанита встречаются в породе также вне связи с фосфатизированным веществом костных обломков. Наблюдение различных случаев нахождения и форм проявления вторичного коллофанита свидетельствует о разностадийных процессах растворения, выноса и переотложения биогенного рыбного фосфата, начиная с раннего диагенеза и кончая эпигенезом. Вторичный коллофанит в результате размыва уже уплотненных осадков мог попадать в водную среду и участвовать в образовании оолитоподобных «катунов», которые иногда встречаются в рыбных фосфоритах. Коллофанитовый состав вторичных выделений говорит о переносе в данных случаях растворенного фосфатного вещества в коллоидальной форме.

В тех случаях, когда вторичный коллофанит заполнял ячейку внутри костного остатка, он мог служить субстратом для роста на нем мелких столбчатых кристалликов бесцветного относительно сильно двупреломляющего карбоната апатита. Иногда кристаллики апатита растут как бы непосредственно на стенках ячейки. Но и в этих случаях он ассоциирует с крупнокристаллическим кальцитом, выделяясь ранее его.

Очень редко в ячейках костной ткани наблюдаются выделения кристалликов флюорита, имеющих слабую лиловую окраску. Крупнокристаллический кальцит является по отношению к зернам флюорита более поздним, захватывая их.

Таблица 1
Химический состав минерализованных костей рыб и рыбных фосфоритов (средние пробы) со Среднего и Северного * Тимана

Номера проб и их характеристика	Компоненты													Σ			
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺		H ₂ O ⁻	п.п.п.	С орг.
Кости рыб:	2,12	0,10	1,53	1,18	0,24	3,32	0,28	47,45	0,68	0,09	19,06	20,55	1,42	1,28	—	—	99,30
"	7,88	0,20	3,53	1,20	0,04	2,88	0,60	43,69	0,58	0,13	25,13	9,40	2,44	1,86	—	—	99,56
"	2,20	0,02	4,29	—	20,67	2,00	1,96	26,83	0,65	0,13	18,85	—	—	1,53	19,74	—	97,26**
"	4,16	0,19	сл.	—	2,71	0,64	0,04	49,65	0,45	0,13	27,80	—	—	—	9,06	—	95,93***
"	2,60	0,01	0,03	—	1,36	1,75	сл.	48,39	0,51	0,13	27,21	—	—	1,64	14,49	—	96,48***
Фосфорит:	22,95	0,51	3,59	—	3,20	1,70	4,20	32,95	0,49	0,24	14,22	—	—	1,14	16,31	—	100,36
"	18,69	0,31	5,08	—	3,28	2,30	1,43	36,53	0,30	0,30	14,02	14,90	—	0,70	—	1,10	98,94
"	28,51	0,40	5,34	1,54	1,79	1,83	0,92	29,89	0,57	0,40	16,20	8,50	2,24	1,44	—	—	99,57
"	33,24	1,16	8,23	2,97	5,26	2,12	2,76	20,26	0,29	0,35	6,39	11,27	4,23	1,48	—	—	100,11
"	29,15	0,83	6,44	1,97	1,69	1,97	1,44	27,63	0,59	0,52	7,62	16,00	2,49	1,28	—	—	99,62
"	31,27	0,55	3,88	0,92	0,95	2,32	0,99	29,89	0,62	0,28	9,54	15,73	2,10	1,10	—	—	100,14
"	38,65	0,53	3,45	1,23	0,48	2,04	0,70	26,71	0,58	0,32	8,70	13,22	2,35	0,78	—	—	99,74
"	64,48	1,24	5,32	11,82	—	3,30	0,78	3,49	0,13	0,27	2,04	0,52	4,44	2,35	—	—	100,11
"	66,79	0,82	11,06	2,28	2,18	0,10	1,58	4,40	0,70	0,94	3,18	0,45	3,85	1,40	—	—	99,53

* Северотиманский образец имеется лишь один: 619—20/444.

** Анализ выполнены по методике, изложенной в Трудах ИГЕМа, вып. 64 (1961). Прочие анализы выполнены по методике, изложенной в Материалах к IX совещанию работников лабораторий геологических организаций, вып. 2 (1965).

Довольно часто (не менее чем в 50% образцов) в костном фосфате, особенно в ячейках, наблюдается мелкая вкрапленность пирита, а иногда халькозина. В последнем случае фосфатное вещество вокруг зерна халькозина приобретает зеленую окраску. Рассеянный характер вкрапленности, отсутствие каких-либо прожилок сульфидов доказывает образование их за счет серосодержащих органических веществ, сохранившихся в костной ткани. Сульфидов железа обычно очень мало. Об этом дают представление химические анализы рыбных фосфатов, согласно которым содержание в них закисного железа может составлять всего лишь 0,57%, а общего железа — около 1,6%. Но иногда пиритизация в костных тканях бывает сильной, что соответственно отражается на результатах химических анализов подобных образцов. Содержание закисного железа в таких образцах около 14%, а общего — 20% (табл. 1).

В костных тканях образуют выделения и окисные соединения марганца, содержание которого в фосфорите довольно высокое. К ним мы относим довольно редко встречающиеся выделения черного рудного минерала, зачастую ассоциирующего с окисленным вулканическим стеклом, и который, очевидно, является пиролюзитом.

Переходя к характеристике элементарного вещественного состава фосфатного вещества и «рыбных брекчий», следует отметить, что помимо химических анализов проводились полуколичественные спектральные анализы элементов-примесей.

Химические анализы (см. табл. 1) не отличаются большой точностью, что объясняется недостаточно четкой разработанностью методик химического анализа пород с большим содержанием фосфора. В костном веществе содержания пятиоксида фосфора и окиси кальция, по данным таблицы, ниже, чем в минеральном веществе костей ныне живущих, а также ископаемых рыб. Очевидно, значительная часть фосфат-аниона изоморфно замещена карбонат- и гидроксил-ионами, входящими в состав п.п.п. и процентное содержание которых сравнительно высокое. Пониженное содержание упомянутых компонентов в составе костного вещества с Северного Тимана объясняется его значительной пиритизацией здесь.

Разубоживание в «рыбных брекчиях» костного материала различными терригенно-вулканогенными продуктами снижает содержание пятиоксида фосфора на фосфорит в сравнении с костными обломками почти в два раза. На окиси кальция это сказывается в меньшей степени. Одновременно резко возрастает содержание кремнезема. Как в самом костном веществе, так и в породе довольно много марганца.

Из элементов-примесей, представленных малыми и редкими элементами, наиболее характерными и постоянно присутствующими в фосфате костей, являются редкие земли. Эпизодически накапливается в них (Кочетков, 1966) целый ряд других малых и рассеянных элементов, особенно медь, свинец, молибден, цинк, кобальт, никель, серебро (табл. 2)*. Судя по структурным особенностям атомов, энергетическим показателям этих элементов, большинство из них может входить в состав коллофанит-апатитового вещества, изоморфно замещая подобно редкоземельным элементам ион кальция. Независимо от формы нахождения микроэлементов в фосфатном веществе костей рыб они дают здесь концентрации в десять — сто раз больше кларка. Очевидно, что в пересчете на всю породу «рыбной брекчии» концентрация микроэлементов будет более низкой, но во всяком случае в несколько раз выше соответствующих кларков. При этом следует учесть, что углистый растительный детрит, входящий в состав «рыбной брекчии», подобно

* Спектральные анализы выполнены Т. И. Ивановой и Г. Е. Юшковой.

Распределение малых и редких элементов в костных остатках девонских рыб на Среднем и Северном Тимане и п-ове Канин (по частоте встречаемости в 21 образце)

C*	Be	Sn	Ba	La	Yb	Y	Ce	Ti	V	Ni	Co	Mo	Mn	Ga	Zn	Ag	Bi	As	Sb	Pb	Cu	Ge	Cd
<1-1	0,62	1,0	0,82	0,52	—	—	0,1	0,95	0,95	0,80	0,9	0,85	—	1,0	0,80	0,85	1,0	0,71	1,0	0,66	0,38	1,0	1,0
5,10	0,38	—	0,18	0,48	—	0,9	0,43	0,05	0,05	0,20	0,10	0,15	0,43	—	0,15	0,15	—	—	0,20	0,5	—	—	—
50,100	—	—	—	—	—	0,1	0,47	—	—	—	—	—	0,57	—	0,05	—	0,29	—	0,19	0,12	—	—	—
1000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—

* C — коэффициент концентрации элементов в костных остатках рыб.
 C = $\frac{\text{концентрация элемента в костных остатках рыб}}{\text{концентрация элемента в литосфере}}$

костям рыб также является концентратом микроэлементов, среди которых помимо упомянутых накапливается германий. Для определения фтора количественным спектральным анализом показали его малые содержания в костном фосфате «рыбной брекчии» со Среднего Тимана — 0,0 и 0,21%, откуда ясно видна незначительная роль фторапатитовой молекулы в костном фосфате. Рентгенографическая характеристика позволяет предполагать наличие в костном фосфате и хлорапатитовой молекулы, как одной из основных составных частей.

По характеристике состава и условий образования породы типа «рыбной брекчии» относятся, согласно классификации Г. И. Бушинского (1954), к биогенным костным фосфоритам морских фаций ряда костеносных брекчий Татарии, Северного Кавказа.

ХАРАКТЕРИСТИКА РЫБНЫХ ФОСФОРИТОВ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ АГРОРУД

Описываемые фосфориты Тимана могут рассматриваться и оцениваться как агрономические руды. В некоторых точках наблюдаемых рудопроявлений они имеют достаточную для промышленной оценки мощность (более 0,25 м), если приравнять их по условиям залегания к платформенным желваковым фосфоритам. Не исключено нахождение, по аналогии с майкопскими рыбными фосфоритами, более мощных фосфоритовых залежей. Однако площадное распространение фосфоритовых залежей может быть установлено лишь с помощью бурения.

Своим качеством тиманские рыбные фосфориты по полученным данным не уступают фосфоритам важнейших эксплуатируемых месторождений СССР. Тиманские рыбные фосфориты, являясь био-

генными, принадлежат к категории усвояемых; содержание в них, как в исходной руде, пятиоксида фосфора не меньше, чем во многих разрабатываемых месторождениях Союза; содержания полуторных окислов и кремнезема вполне удовлетворяют требованиям к качеству минерального сырья (Шерешевский, 1946). Наконец, они значительно больше обогащены микроэлементами, чем хемогенные фосфориты, что наделяет их новым агрохимическим качеством, позволяющим получить высокие урожаи при малых дозах внесения таких удобрений в почвы (Попов, 1959).

Данные о повышенном содержании микроэлементов, приводимые нами, подтверждаются соответствующими данными А. М. Блоха и А. В. Коченова (1964), приводимыми ими для Тимана.

Таким образом, рассмотренные рыбные фосфориты Тимана можно охарактеризовать как вполне качественные фосфориты, сильно обогащенные микроэлементами.

ЛИТЕРАТУРА

- Атласов А. И. 1964. К вопросу о генезисе фосфоритоносных горизонтов в палеозойских отложениях Норильского района. Учен. зап. науч.-исслед. ин-та геологии Арктики. Региональная геология, вып. 4.
- Блох А. М., Коченов А. В. 1964. Элементы-примеси в костном фосфате ископаемых рыб. Геология месторождений редких элементов, вып. 24. М.
- Бушинский Г. И. 1954. О минерализации и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Кочетков О. С. 1966. Концентрации малых и редких металлов в биолитах из девонских отложений Среднего, Северного Тимана и полуострова Канин. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Люткевич Е. М. 1953. Геология Канина полуострова. Тр. ВНИГРИ, вып. 4.
- Малахов А. А. 1940. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья. Тр. Сев. геол. упр., вып. 6.
- Михеев В. И. 1957. Рентгенометрический определитель минералов. Геолтехиздат. М.
- Попов Н. П. 1959. Геохимическая характеристика майкопских глин как тука с микроэлементами (рыбные горизонты Северного Кавказа). Информ. сб., № 9, ВСЕГЕИ.
- Материалы к IX совещанию работников лабораторий геологических организаций. 1965. Вып. 2. Л.
- Труды ИГЕМ. 1961. «Методы химического анализа минерального сырья», вып. 64. М.
- Шамрай И. А., Кубецкий Н. И. 1960. Органогенно-фосфатные руды северной части Майкопского бассейна и условия их формирования. Докл. АН СССР, т. 135, № 5.
- Шерешевский А. И. 1959. Фосфатное сырье. Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 19. Госгеолтехиздат. М.

О ПРИЗНАКАХ ДРЕВНЕГО ВЫВЕТРИВАНИЯ ДЕВОНСКИХ АЛЕВРОЛИТОВ БАССЕЙНА р. ЩУГОР

Э. С. ЩЕРБАКОВ, Н. А. МАЛЬКОВА

Достоверные сведения о корях выветривания в разрезе девонских отложений западного склона Северного Урала в литературе неизвестны. Указание на наличие коры выветривания «в кровле сотчемкыртинской свиты» (Кондиайн, 1967) описанием не сопровождается и работами других исследователей не подтверждено.

Автором в 1966 г. в разрезе Пристань-кырта на р. Щугор (фиг. 1) были вскрыты три горизонта выветрелых пород: верхний — в нижней части такатинской свиты, средний — в верхах пристаньской * непосредственно под основанием песчаников такатинской свиты, и нижний — близ кровли филиппчукской свиты.

Выветрелые породы всех трех горизонтов залегают на пачках переслаивания красно-бурых и серых алевролитов и представлены сильно увлажненными песчано-глинистыми алевролитами. Окраска пород от желто-бурой пятнистой до очень светлой голубовато-зеленоватой. Верхний и средний горизонты перекрываются грубозернистыми диагонально-косослоистыми песчаниками, а нижний — красно-бурыми алевролитами (фиг. 2, 3, 4).

В алевролитах, подстилающих рассматриваемые горизонты, вверху по разрезу увеличивается трещиноватость, которая в самых верхах настолько сильно выражена, что алевролиты превращаются в дресву. Мощность зоны разрушенных алевролитов составляет 1—2 м. Поверхность ее очень неровная, нередко с карманами глубиной до 5—10 см.

Неизменные алевролиты состоят из округленных зерен кварца 0,03—0,25 мм (90—95% обломочной массы), редких зерен полевых шпатов и мелкозернистых кварцитов. Цемент в них пленочно-поровый. Пленочный цемент образован чешуйками гидрослюды, а поровый — регенерационным кварцем. В неизменных алевролитах, залегающих под нижним горизонтом, кроме того, отмечено выполнение некоторых пор эпигенетическим доломитовым цементом. Тяжелая фракция состоит из зерен циркона, турмалина, лейкоксена, сфена, рутила, ильменита, гематита, лимонита.

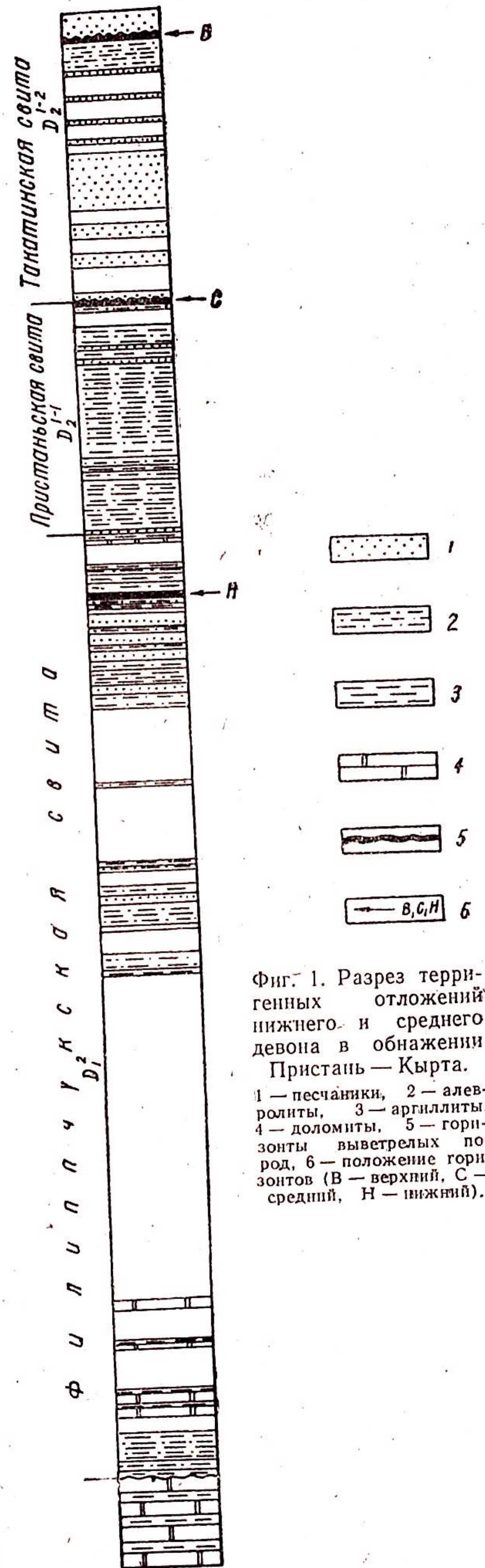
В разрушенных алевролитах края наиболее крупных пластинок гидрослюды осветлены, что объясняется их выщелоченностью. В некоторых зернах кварца появляется агрегатное угасание, связанное с переходом кварца в маршалит. Заметно уменьшается и объемный вес разрушенных пород, по сравнению с неизменными разностями

(табл. 2). Перечисленные особенности в залегании и изменении алевролитов служат признаками их поверхностного выветривания и позволяют отнести верхнюю зону трещиноватых алевролитов к остаточной коре выветривания (Гинзбург, 1957).

На неровной поверхности разрушенных и превращенных в дресву алевролитов, т. е. на остаточной коре выветривания, залегают пятнисто-окрашенные сильно обводненные песчано-глинистые алевролиты горизонтов выветрелых пород.

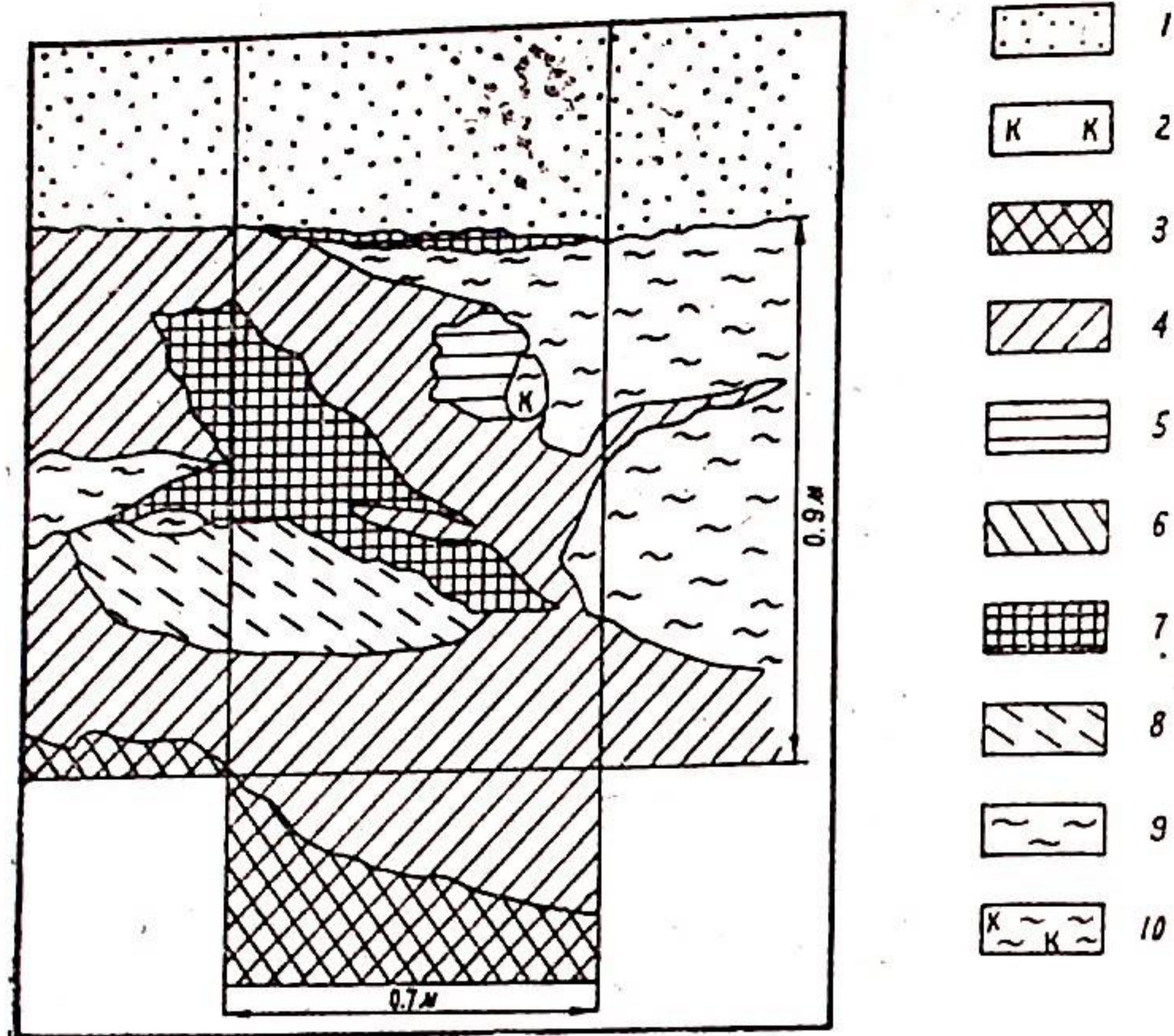
Наиболее детально изучен состав верхнего, самого мощного горизонта. Он состоит из ряда перемежающихся линз различной окраски: желто-бурой, серой различных оттенков и голубовато-зеленоватой очень светлой (см. фиг. 2). В некоторых линзах серого цвета сохранились следы диагональной косои слоистости. По гранулометрическому составу породы этого горизонта должны быть отнесены к песчано-глинистым алевритам и отличаются от подстилающих песчаных алевролитов гораздо большим содержанием фракции менее 0,03 мм (от 51% до 69%). Лишь самый верхний линзовидно выклинивающийся слой (0,5—1,5 см) может быть назван алевролитовым песком (табл. 1). Полевые шпаты в песчано-глинистых алевролитах сильно серицитизированы. Гидрослюды образуют очень мелкие чешуйки, с трудом различимые при больших увеличениях ($\times 360$). Значительно больше зерен кварца с агрегатным угасанием, а фракции 0,001—0,03 мм сложены, главным образом, угловатыми оскольчатymi обломками кварца. Очевидно, это связано с переходом кварца в маршалит, для которого свойственны размеры зерен 0,004—0,024 мм (Минералы, 1965).

Термический анализ фракции менее 0,001 мм показал, что она представлена гидрослюдой с примесью гидроокислов железа,

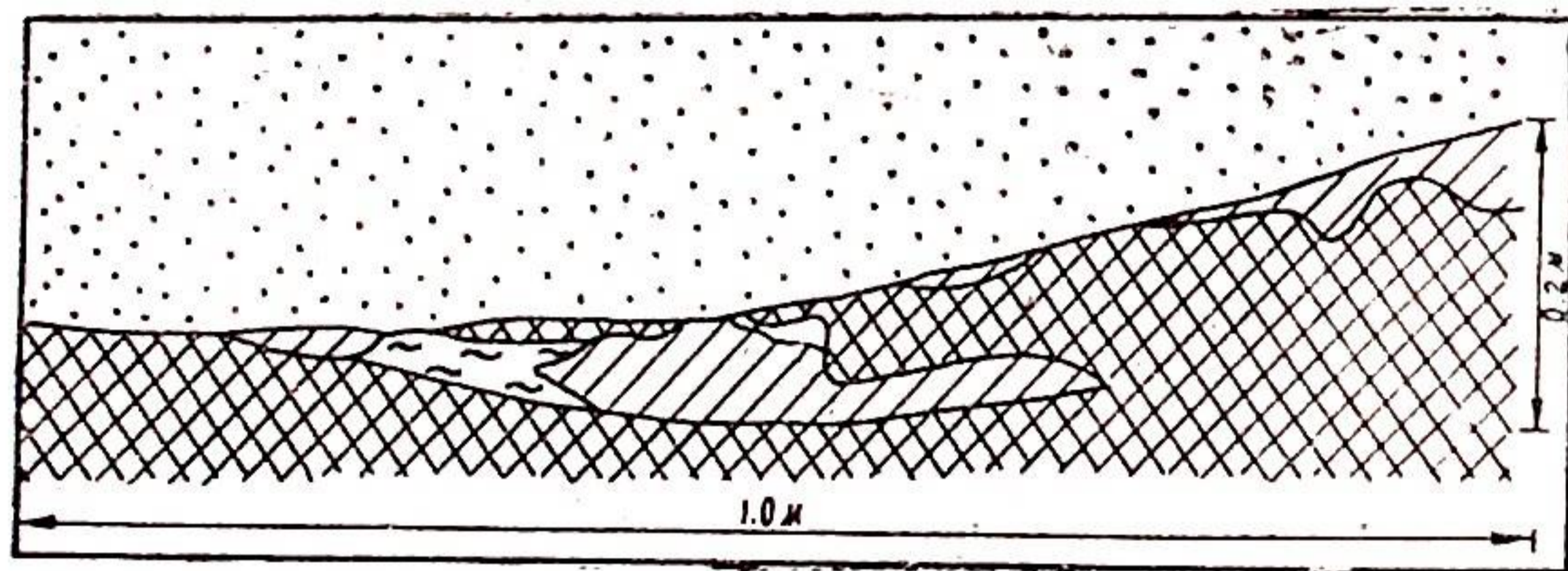


Фиг. 1. Разрез терригенных отложений нижнего и среднего девона в обнажении Пристань — Кырта.
1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — доломиты, 5 — горизонты выветрелых пород, 6 — положение горизонтов (B — верхний, C — средний, H — нижний).

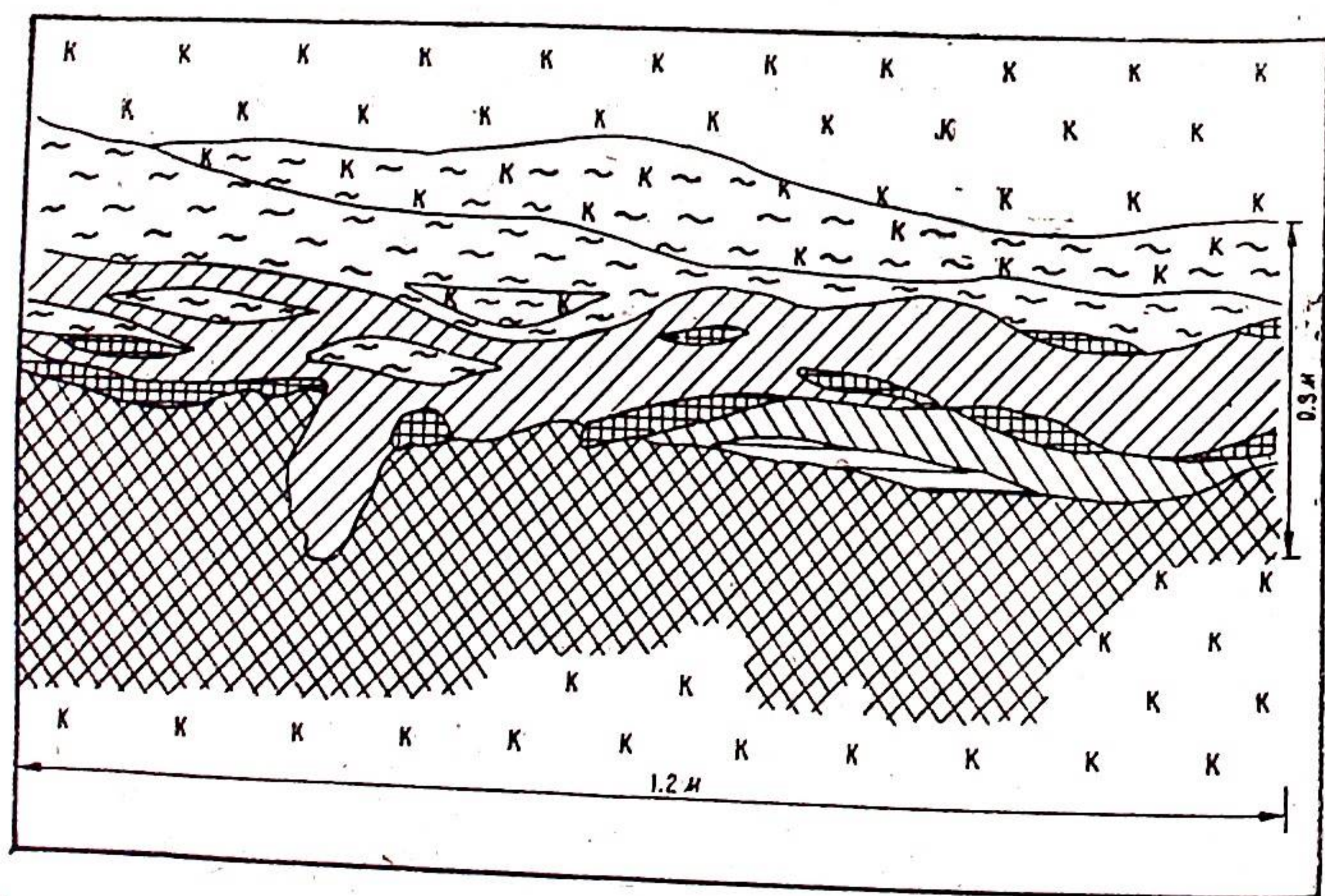
* Пристаньская свита выделена автором в 1964 г. Она представляет собой основание нижнего эйфеля среднего девона.



Фиг. 2. Развертка канавы, вскрывшей верхний горизонт выветрелых пород. 1 — песчаники, 2 — красно-бурые неизмененные алевролиты, 3 — трещиноватые алевролиты, 4 — желто-бурые алевриты, 5 — бурые глинистые алевриты, 6 — фиолетовые алевриты, 7 — серые и темно-серые алевриты, 8 — серые алевриты косослоистые, 9 — зеленые алевриты, 10 — красно-бурые алевриты.



Фиг. 3. Разрез по расчистке. Условные обозначения те же, что на фиг. 2.



Фиг. 4. Разрез по расчистке. Условные обозначения те же, что на фиг. 2.

Таблица 1
Гранулометрический состав пород верхнего выветрелого горизонта*
(Аналитик Г. Н. Модянова)

Краткая характеристика	Карбонатность	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,07	0,07—0,05	0,05—0,03	0,03—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	0,001
Песок серый . . .	0,02	10,75	29,06	32,20	0,94	4,41	7,04	5,32	0,99	5,97	3,30
Алеврит голубовато-зеленоватый . . .	0,13	1,00	0,95	2,47	0,21	11,32	14,72	41,87	7,24	9,93	10,16
Алеврит желто-бурый . . .	0,16	1,80	3,15	7,52	0,19	20,49	8,24	19,42	12,62	7,35	19,06
Алеврит голубовато-зеленоватый . . .	0,34	—	0,06	4,78	0,36	28,76	6,26	26,69	5,57	14,70	12,51
Алеврит серый . . .	0,07	5,62	6,86	7,22	0,28	22,96	6,58	24,91	7,06	8,21	10,23
Алеврит голубовато-зеленоватый . . .	0,12	1,53	3,18	10,00	0,03	25,27	9,14	26,49	4,44	8,04	11,76
Алеврит желто-бурый . . .	0,02	1,56	2,48	19,13	0,72	8,70	4,98	28,44	5,88	13,22	14,87

гетита или гидрогетита, а в некоторых образцах имеются признаки минерала из группы монтмориллонита. Данные рентгено-дифрактометрического анализа подтвердили, что основным компонентом этой фракции является гидрослюда, четко определяемая по базальным рефлексам 10 кХ, 5 кХ, 3, 33 кХ и 1,980 кХ. Для образцов из основания горизонта характерна относительная интенсивность отражений от сеток (002) к (006) и некоторая «размытость» этих пиков на дифрактограммах, что связано, по-видимому, с несколько слабой окристаллизованностью гидрослюд. В ряде случаев присутствуют незначительные примеси разбухающего компонента (глинистого минерала группы монтмориллонита). В породах верхней части горизонта появляется примесь каолинита (слабый рефлекс 7,10 кХ при интенсивности 5—10). При просмотре глинистой фракции под электронным микроскопом установлено, что в образцах из основания горизонта гидрослюда представлена частицами как плотными с довольно ровными четкими краями, так и с размытыми полупрозрачными контурами. Последние, видимо, связаны с появлением монтмориллонита, что вполне согласуется с данными термического и рентгено-дифрактометрического анализов.

В образцах из верхней части горизонта размеры частиц гидрослюд значительно уменьшаются, заметно возрастает количество частиц с размытыми контурами и появляются полупрозрачные участки в средней части их. Одновременно с этим появляются псевдогексагональные пластинки каолинита.

Однако изменения в химическом составе пород горизонта, по данным валового химического анализа (табл. 2), не обнаруживают той направленности, какую можно видеть в изменениях глинистых

* Образцы расположены в порядке залегания линз сверху вниз по разрезу.

Химический состав пород в % (Аналитики Н. А. Малькова, С. П. Анашина)

Таблица 2

Горизонт	Тип коры выветривания	Алевролит Алевролит	Объемный вес	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	п.п.п.
Верхний	Переотложенная	голубовато-зеленоватый	1,90	85,90	0,70	5,17	1,75	0,22	—	0,46	0,58	0,12	1,45	0,53	2,00	0,04	2,80
		голубовато-зеленоватый	2,00	74,72	0,92	10,54	3,40	0,23	0,03	0,64	0,46	0,71	1,20	4,48	1,47	0,46	
		желто-бурый	1,96	80,16	0,60	7,60	2,50	2,46	следы	0,89	0,15	0,07	2,01	1,40	2,46	0,10	3,58
Средний	Остаточная	сильно разруш. (дресва)	2,48	73,80	0,72	7,10	3,61	3,81	0,08	1,00	1,99	0,11	1,87	1,20	3,03	0,26	4,64
		слабо разруш.	2,39	79,54	0,67	7,51	3,92	0,78	0,02	0,69	0,29	0,92	1,32	4,00	1,33	0,11	
		неизменный	2,53	71,78	0,87	13,05	3,62	0,59	0,02	0,94	0,63	0,08	1,18	2,51	0,84	0,11	
Нижний	Переотложенная	голубовато-зеленоватый	2,20	75,06	0,76	10,66	2,79	0,30	—	0,85	0,40	0,18	3,12	1,06	4,00	0,11	5,50
	Остаточная	сильно разруш. (дресва)	2,55	72,98	0,60	11,02	5,67	1,29	0,02	1,41	0,22	0,84	1,41	3,20	0,82		
	Остаточная	сильно разруш. (дресва)	2,18	69,10	0,72	12,74	3,43	1,22	0,05	2,34	0,43	0,23	4,17	1,02	4,70	0,14	4,94
	Остаточная	сильно разруш. (дресва)	2,58	81,16	0,50	7,07	2,52	0,62	0,01	0,82	0,20	1,08	2,39				2,72

минералов. Содержания компонентов резко колеблются, не выявляя какой-либо тенденции. То же самое наблюдается и при сравнении неизменных и разрушенных алевролитов, с одной стороны, и выветрелых алевролитов, — с другой.

Учитывая залегание горизонта выветрелых пород на неровной поверхности остаточной коры выветривания, его линзовидное строение, наличие в некоторых линзах диагональной косослоистости и перекрытие его песчаниками с такой же слоистостью, авторы склонны считать выветрелые песчано-глинистые алевролиты переотложенными продуктами выветривания.

Характер залегания, минералогический состав среднего выветрелого горизонта и изменение содержаний химических компонентов в нем (см. табл. 2) аналогичны вышерассмотренным.

Нижний горизонт некоторыми своими чертами отличается от двух других. Он залегает на размытой поверхности остаточной коры выветривания (сильно разрушенных алевролитов), обладает ясно выраженной линзовидной текстурой, причем некоторые линзочки сложены красно-бурой дресвой или содержат отдельные обломки красно-бурых алевролитов и желтовато-серого известковистого песчаника. Перекрывается он слоем красно-бурых алевролитов, залегающим на различных слоях горизонта (фиг. 4).

Минералогические его отличия заключаются в том, что наибольшая маршалитизация кварца отмечена в самом основании горизонта, в линзе фиолетового алевролита. Фракция менее 0,001 мм, помимо гидрослюда, содержит примесь хлорита. Содержание кремнезема значительно сокращается (до 69,10%) по сравнению с подстилающими породами (81,16%) и одновременно резко возрастает содержание глинозема — с 7,07% до 12,74%. Возрастает и общее содержание щелочей с 3,37% до 4,40%.

Все это трудно объяснить с точки зрения развития непрерывного профиля коры выветривания и, наоборот, служит подтверждением высказанного взгляда о том, что породы выветрелых горизонтов являются продуктами переотложения кор выветривания, образовавшимися по породам близкого состава и, видимо, того же возраста.

Таким образом, изучение выветрелых пород, образующих три самостоятельных горизонта в терригенных отложениях разреза Пристань-кырта, показало:

1. Выветрелые горизонты сложены продуктами кор выветривания и представлены песчано-глинистыми алевролитами, по петрографо-минералогическому составу близкими к вмещающим породам.

2. Переотложенные продукты кор выветривания залегают на поверхности «корней» остаточных кор выветривания, представленных сильно разрушенными алевролитами (дресвой), связанными с подстилающими неизменными породами постепенным переходом.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. И. 1957. Кора выветривания, ее диагностические признаки и ее значение в фациальном анализе. В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. Госгеолтехиздат.
- Кондаин А. Г. 1967. Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 144.
- Минералы. 1965. Справочник. Том 2, вып. 2. Изд-во «Наука».

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ КАРБОНА ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

А. И. ЕЛИСЕЕВ

Каменноугольные отложения западного склона Полярного Урала относятся к двум структурно-фациальным зонам — Елецкой и Лемвинской, впервые выделенным К. Г. Войновским-Кригером (1945). Отложения карбона Елецкой зоны сложены преимущественно карбонатными породами. В Лемвинской же зоне развиты в основном кремнистые и глинистые сланцы, полимиктовые песчаники и алевролиты и в меньшей степени карбонатные породы. К. Г. Войновский-Кригер (1963 и др.) в своих работах отметил своеобразие карбонатных пород Лемвинской зоны и дал их краткую литологическую характеристику.

В последние годы автор занимался изучением стратиграфии и фациальных особенностей каменноугольных отложений Лемвинской зоны. Собранные материалы позволяют более подробно охарактеризовать карбонатные породы карбона, показать их особенности и провести сравнение с одновозрастными породами Елецкой структурно-фациальной зоны.

Каменноугольные отложения Лемвинской зоны, как отмечал еще К. Г. Войновский-Кригер (1963), отличаются значительной фациальной изменчивостью, которая особенно резко сказывается в широтном направлении. Это позволяет выделить здесь три типа разрезов: западные, центральные и восточные.

Западные разрезы (верховья Лемвы и ручей Воргашор) характеризуются значительным содержанием известняков, в которых вместе с микрофауной встречается и макрофауна, правда, редкая и плохой сохранности. Они несколько приближаются по своему характеру к обычным карбонатным разрезам карбона, однако, разница все же существенна.

Центральные разрезы (рр. Харута, Юньяга, Б. Хойла, Елец в устье Манитошора), характерны широким развитием кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев; известняки и доломиты здесь слагают лишь среднюю часть разреза карбона. Фауна в разрезах этого типа исключительно бедна. Несколько условно к центральным разрезам относится толща черных глинистых сланцев бассейна рр. Хароты и Яйю. Известняки, присутствующие здесь в виде отдельных пластов, обычно содержат фораминиферы, редко макрофауну плохой сохранности.

Восточные разрезы (рр. Воравож, верховья Колокольни и Нянь-воргавожа, Тумбалова, Молюд-Мусюр, Пальникью, Грубею, верховья Хароты, Яйю, Ельца и Соби) сложены преимущественно терригенными породами: полимиктовыми известковыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами и в меньшей степени известняками. В известняках и из-

вестковых песчаниках встречена фауна фораминифер. Макрофауна отмечается лишь в виде обломков, да и то в немногих разрезах.

Учитывая фациальную изменчивость отложений, целесообразно характеризовать карбонатных пород дать по типам разрезов.

Карбонатные породы в западных разрезах Лемвинской зоны играют значительную роль, являются даже преобладающими. Судить, однако, о действительном их распространении не представляется возможным, так как значительные участки разреза не обнажены. Не исключено, что задернованные участки сложены глинистыми породами, наиболее легко разрушающимися — тогда преобладание карбонатных пород будет только кажущимся.

Карбонатные породы в разрезах этого типа особенно характерны для верхней части турнейского яруса и окского надгоризонта визейского яруса. В нижней части визе они переслаиваются с глинистыми и кремнистыми сланцами, в верхах визе карбонатные породы не встречены.

Среди карбонатных пород западных разрезов широко развиты известняки, реже встречаются доломиты. Наиболее распространенными являются темно-серые детритовые известняки. Они напоминают известняки карбона Елецкой зоны, отличаясь, однако, исключительной бедностью фауны. Преобладают среди них мелкодетритовые разности, с величиной частиц 0,1—0,2 мм. Детритовый материал представлен скелетными остатками криноидей, брахиопод, водорослей, мшанок, кораллов. Однако основная масса детритового материала ввиду малых размеров неопределима. Цементирующим веществом в этих известняках является кристаллический кальцит, обычно запряженный глинистым, углистым или железистым веществом. Известняки чаще тонкопластованные, переслаиваются во многих случаях с кремнистыми и глинистыми сланцами. В этом отношении они имеют много общего с турнейскими известняками вангырского типа (Елисеев, 1963). Но если в разрезах вангырского типа такое переслаивание характерно для турнейских отложений, то в западных разрезах Лемвинской зоны оно обычно как для турне, так и для визе.

Встречаются нередко микрозернистые разности известняков, сложенные зернами кальцита размерами 0,02—0,03 мм. Среди них особенно интересны тонкослоистые разности, весьма чистые (СаО—54,14%). На ручье Воргашоре, например, они слагают пласт мощностью 6 м. В других местах мощность их 2—3 м.

Довольно обычны в разрезах этого типа обломочные разности карбонатных пород, в том числе известняковые и доломитовые брекчии. Брекчии, особенно характерные для визейских отложений р. Лемвы, описаны автором в другой статье этого сборника. Мелкообломочные известняки встречаются в турнейских отложениях р. Лемвы, где они являются даже преобладающими. Обломки в этих известняках, имеющие размеры до 0,5 см, сложены пелитоморфным известняком. Цементом же является детритовый известняк, нередко с фауной фораминифер.

Доломиты выходят в виде одного 10-метрового пласта на ручье Воргашор. На Лемве же они встречаются неоднократно, переслаиваясь с оолитовыми известняками, всегда в значительной степени доломитизированными. Чтобы судить о характере переслаивания, приведем описание этой части разреза (снизу вверх):

1. Оолитовые известняки	14 м
2. Доломиты	6 м
3. Оолитовые известняки	12 м
4. Доломиты	2 м
5. Оолитовые известняки	6 м

6. Доломиты	5 м
7. Оолитовые известняки	10 м

Оолитовые известняки серые, довольно светлые, непрочные, легко разрушаются при ударе. Макроскопически видна их неоднородность на светлом фоне выделяются коричневатые «икринки», как бы мелкие обломочки. Оолитовая структура видна только под микроскопом. Размеры оолитов колеблются от 0,2 до 0,6 мм. В центре оолитов видны небольшие комочки пелитоморфных известняков, размерами не более 0,01 мм, вокруг которых наблюдается различное количество концентров. Ввиду сильной перекристаллизации и доломитизации породы концентры у оолитов видны далеко не всегда. Форма оолитов чаще всего округлая, реже несколько неправильная. Отмечены сложные оолиты, где несколько оолитов объединены общими концентрами, а также обломки оолитов. Вместе с оолитами встречаются обломки пелитоморфных известняков также размерами 0,2—0,6 мм. Доломит развивается в оолитовых известняках в виде ромбических кристаллов, величиной 0,02—0,06 мм. Обычно кристаллы доломита захватывают цементирующее вещество, но нередко развиваются и по самим оолитам. Доломитизация этих пород различна, судя по химическому анализу (содержание MgO колеблется от 3,48 до 11,25%). Связь оолитовых известняков с обломочными показывает, что они образовались в мелководных условиях. По-видимому, мелководными являются и доломиты, переслаивающиеся с оолитовыми известняками. Накопление доломитовых илов шло, чередуясь с накоплением оолитовых известковых осадков. Затем в ходе диагенеза оолитовые осадки оказались сильно доломитизированными. Доломиты макроскопически весьма похожи на описанные доломитизированные оолитовые известняки, но отличаются сравнительной чистотой своего состава: содержание MgO здесь равно 18—19%.

Таким образом, приведенная характеристика карбонатных пород западных разрезов позволяет предполагать, что среди них встречаются как относительно глубоководные образования — микрозернистые и мелкодетритовые известняки, так и мелководные образования — оолитовые и обломочные известняки, известняковые и доломитовые брекчии. Чередование в разрезе различных пород свидетельствует, по-видимому, о чередовании мелководных и относительно глубоководных условий в морском бассейне западной части Лемвинской зоны.

Карбонатные породы в центральных разрезах Лемвинской зоны образуют отдельную толщу, относимую к верхнему визе. Кроме того небольшие пласты известняков (1,5—2 м) встречены в верхней части кремнистой толщи (турне — нижнее визе). Основная карбонатная толща довольно характерна и встречена во всех указанных выше центральных разрезах. Она имеет мощность 20—30 м. Подстилается эта толща кремнистыми сланцами, а покрывается глинистыми сланцами и известковыми алевролитами. В строении толщи основную роль играют известняки и доломиты, но встречаются также небольшие прослой глинистых и кремнистых сланцев. Для наглядности приведем описание наиболее полного разреза этой толщи, наблюдаемого по правому берегу р. Колокольни, в 700 м от устья (снизу вверх):

1. Известняк темно-серый, окремненный	0,55 м
2. Сланцы глинистые и кремнистые	0,40 м
3. Известняк темно-серый микрозернистый с тонкими прослойками кремня	0,75 м
4. Глинистые и кремнистые сланцы	0,55 м
5. Известняки с желваками кремня	0,60 м
6. Сланцы глинистые и кремнистые	0,50 м

7. Известняк тонкослоистый, тонкоплитчатый с прослоями и желваками кремня	1,20 м
8. Сланцы черные глинисто-углистые и углисто-кремнистые	0,30 м
9. Известняки доломитовые, слабо окремненные	2,20 м
10. Тонкоплитчатые темно-серые известняки, в нижней части полосчатые	4,40 м
11. Доломитовая брекчия	3 м
12. Доломит окремненный	3 м
13. Известняки тонкослоистые, тонкоплитчатые, темно-серые, с желваками черного кремня	1,5 м
14. Глинисто-углистые сланцы, черные, листоватые	0,5 м
15. Тонкослоистые тонкоплитчатые известняки с прослоями черного кремня	7 м

Известняки в разрезах этого типа имеют темно-серый цвет, с голубоватым оттенком на выветрелой поверхности. Они всегда микрозернистой структуры (0,01—0,02 мм) с очень редким шламовым материалом. Фораминиферы в них не встречены. В отдельных шлифах наблюдаются круглые кальцитовые образования («сферы»). Макрофауна также исключительно редка. В отдельных прослоях найдены редкие пеллециподы, гониатиты и брахиоподы. Характерными для известняков этой толщи являются «пояски» кремней. Полосчатый (тонкослоистый) характер известняков и своеобразные пояски кремней помогают отличать известняки этой свиты от известняков другого возраста.

Доломиты, встреченные в этих разрезах, также микрозернистые. Кристаллы доломита имеют размеры 0,02—0,05 мм. Среди данных пород встречены как чистые разновидности, так и в значительной степени известковые. Характерно, что нередко доломиты подвергнуты вторичному окремнению. Во всех разрезах отмечены доломитовые брекчии, где и обломки, и цемент представлены доломитом. В обломках, размеры которых достигают 20 см, доломит часто тонкослоистый, но такой же темно-серый и микрозернистый, как и цементирующая масса. Обломки чаще всего остроугольные. Они явно преобладают над цементирующей массой. По-видимому, образование такого типа брекчий было связано с моретрясениями.

Таким образом, микрозернистый характер карбонатных пород в разрезах центрального типа, их переслаивание с тонкозернистыми глинистыми и кремнистыми породами, исключительная бедность фауны показывают, что они являются относительно глубоководными образованиями. Подобные карбонатные породы в разрезах карбона Елецкой зоны автору не известны.

В разрезах, несколько условно относимых к центральной полосе (толща черных сланцев в бассейне рр. Хароты и Яйю), встречаются карбонатные породы, аналогичные описанным выше, но здесь также имеются и типично детритовые известняки, обычно криноидные, довольно чистые, с фауной фораминифер, скелетными остатками брахиопод, мшанок и кораллов. Чаще они обломочно-детритовые и являются, скорее всего, мелководными образованиями. Они похожи на детрито-обломочные известняки разрезов западного типа, но гораздо сильнее перекристаллизованы и подвергнуты более сильному смятию: раковинки фораминифер, весь детритовый материал, в том числе членики криноидей, сильно расплющены, часто даже развальцованы. Пласты известняков, залегающие среди сланцев, имеют мощность до 5—7 м.

Карбонатные породы в восточных разрезах Лемвинской зоны отличаются значительным разнообразием. Наиболее широко здесь развиты в различной степени песчанистые или алевритистые известняки,

но также встречаются глинистые и чистые известняки и доломиты. Песчанистые и алевритистые известняки, содержащие различное количество терригенного полимиктового материала, образуют все переходы от чистых известняков до чистых песчаников или алевролитов. Эти смешанные терригенно-карбонатные породы и являются наиболее характерными для восточных разрезов. Они развиты как в нижнем, так и в среднем карбоне. Обычно это зеленовато-серые или голубовато-серые породы, реже серые или темно-серые. Наиболее распространенными являются мелкозернистые разновидности. На вид они всегда кажутся гораздо более песчанистыми, чем на самом деле. Поэтому определить породу можно только в шлифе или с помощью химического анализа. Мощность пластов, образуемых песчанистыми известняками, различна, часто достигает нескольких десятков метров.

Основная масса песчанистых известняков сложена детритовым материалом, а также округлыми обломками пелитоморфных или мелкозернистых известняков (0,1—0,4 мм). Среди детритового материала отмечаются скелетные остатки брахиопод, водорослей и мшанок, нередко встречаются раковинки фораминифер. Терригенный материал имеет полимиктовый состав и представлен в основном зернами (0,1—0,5 мм) кварца, полевых шпатов, обломками кислых и основных эффузивов. Обычно вместе с терригенными компонентами присутствуют в большом количестве аутигенные (кварц и полевой шпат). Среди обломочного материала встречаются также известковые оолиты размерами 0,1—0,2 мм. Цементирующим веществом, содержание которого незначительно, является кристаллический кальцит.

Реже встречаются грубозернистые разновидности песчанистых известняков (мелкообломочные известняки и гравелиты). На р. Палникью встречен пласт мелкогалечного конгломерата с обломками величиной 1—2 см, редкие из них достигают 3—5 см. Обломки эти представлены в основном кремнистыми породами, различными известняками, битой ракушкой брахиопод, крупными члениками криноидей. Много также мелких зерен кварца и эффузивных пород. Цементом в конгломератах служит детритовый известняк с фауной фораминифер визейского возраста. Пласт конгломерата имеет мощность 0,80 м. Его подстилают мелкозернистые известковые песчаники, а покрывают алевролитовые известняки. Те и другие содержат фауну визейских фораминифер, поэтому конгломерат этот является внутриформационным, но не базальным, несмотря на его полимиктовый состав. В принципе он похож на песчанистые известняки, среди которых и залегает, отличаясь от них лишь более крупным размером обломков.

Глинистые известняки также не являются редкостью в восточных разрезах. Они обычно темно-серые, тонкозернистые, тонкослоистые, со значительным количеством спикул губок. Мощность их обычно невелика, чаще всего 2—3 м. Они образуют прослои среди известняков или песчаников, встречаясь гораздо реже по сравнению с последними.

Известняки чистые или с незначительной глинистой примесью встречены в нескольких местах, но наиболее характерны они для визейских отложений р. Грубею и отложений среднего карбона р. Соби. По р. Грубею выходят пласты темно-серых известняков, микрокристаллических, напоминающих по структуре доломиты. Мощность пластов этих известняков достигает 10—12 м. Порода довольно однородна (содержание CaO — 46—49%, нерастворимого остатка 8—10%), разбита густой сетью прожилок кальцита с флюоритом. Фауна в них отсутствует. В верховьях Соби, по ее притокам, среди терригенных пород среднего карбона встречены выходы чистых известняков (CaO — 51,57%), криноидных, с фауной фораминифер, мощностью от нескольких метров до десятков метров.

Доломиты в разрезах этого типа встречены во многих пунктах в виде отдельных пластов мощностью до 3—5 м. Лишь на р. Грубею наблюдается мощная толща (100 м) темно-серых, довольно однородных доломитов, залегающая среди визейских песчанистых известняков. Доломиты, судя по анализам, довольно чистые (MgO — 20—21%). Они похожи на доломиты центральной части Лемвинской зоны, но значительно отличаются от доломитов карбона, развитых в Елецкой фациальной зоне, в частности, на гряде Чернышева. Микрзернистость доломитов (0,01—0,03 мм), тонкая слоистость, однородность и выдержанность по разрезу указывают на первично-осадочное происхождение доломитов р. Грубею, в отличие от седиментационно-диагенетического происхождения доломитов карбона гряды Чернышева и других районов Елецкой зоны.

Даже краткий обзор карбонатных пород карбона Лемвинской зоны показывает, что они в значительной степени отличаются от таковых Елецкой фациальной зоны. Если карбонатные породы западных разрезов еще напоминают отложения Елецкой зоны, особенно турнейские отложения вангырского типа, то в центральных и восточных разрезах разница становится очень существенной. В типичных разрезах центральной полосы Лемвинской зоны встречены только мелкозернистые известняки и доломиты, лишенные фауны фораминифер, а в восточных разрезах наиболее распространенными являются известняки со значительной терригенной примесью полимиктового состава. Аналогичные породы не известны в отложениях карбона Елецкой зоны. Таким образом, сравнение карбонатных пород различных фациальных зон помогает глубже понять специфику этих зон, способствуя тем самым проведению более надежного фациального районирования территории западного склона Полярного Урала.

ЛИТЕРАТУРА

- Войновский-Кригер К. Г. 1945. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. Сов. геология, № 6.
Войновский-Кригер К. Г. 1963. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, № 2.
Елисеев А. И. 1963. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. Изд-во АН СССР. М.-Л.

ОСАДОЧНЫЕ ИЗВЕСТНЯКОВЫЕ БРЕКЧИИ КАРБОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

А. И. ЕЛИСЕЕВ

Известняковые брекчии карбона на западном склоне Приполярного Урала впервые были отмечены А. А. Черновым (1928), а затем описывались и другими авторами. Подобные образования широко развиты также в более южных районах (на Северном Урале). Относительно происхождения известняковых брекчий было высказано несколько гипотез. В. А. Варсанюфьева (1934, 1940) считает их осадочными, Т. А. Добролюбова (1935) — тектоническими, В. А. Евстрахин — карстовыми. Автор настоящей статьи, изучавший известняковые брекчии карбона гряды Чернышева, пришел к выводу об осадочном их происхождении (Елисеев, 1959, 1963). В. П. Горский и Е. А. Грамматчикова (1961), подтверждая осадочное происхождение брекчий, связывают их образование с крупным разломом, протягивающимся на значительном расстоянии вдоль западного склона Урала, от верховий Печоры до Кожима. Вот выводы этих авторов: «Наиболее мощные пачки грубообломочных известняков приурочены к самым восточным выходам нижнего и среднего карбона» (стр. 103) и далее: «Не может быть сомнения в том, что узкая полоса мощных грубообломочных брекчий соответствует древней береговой линии» (там же).

Недавно И. С. Муравьев выдвинул новую точку зрения относительно происхождения брекчий Печорского Урала. По его мнению основная часть их представляет окolorифовую фацию, образовавшуюся вследствие оползания пород по крутым склонам массивов. Однако, вряд ли «рифовая» гипотеза может объяснить происхождение основной части брекчий. Ведь брекчии развиты главным образом в верхах визе и башкирском ярусе, где рифогенные образования, если и имеются, то играют незначительную роль. С другой стороны, там, где широко распространены рифогенные образования (московский ярус-верхний карбон), брекчии чрезвычайно редки.

В последние годы автором при изучении каменноугольных отложений западного склона Приполярного Урала получены новые материалы по характеристике известняковых брекчий данной территории. Известняковые брекчии были изучены в разрезах по рр. Косью, Б. Инте, Б. Надоте и Лемве. Полученные материалы, по мнению автора, не согласуются с цитированными выше выводами В. П. Горского и Е. А. Грамматчиковой. Поскольку материалы эти имеют определенный интерес, приведем описание брекчий по каждому конкретному разрезу.

На р. Косью брекчии наблюдались по левому берегу реки, в изолированном обнажении длиной 50 м. Подстилающие и покрывающие отложения здесь не обнажены. Известняковые брекчии по р. Косью

имеют вид массивных пород, разбитых диаклазами, залегание брекчий определить не удастся.

Обломочный материал в этих брекчиях представлен в основном серыми известняками, реже встречаются светло-серые и темно-серые известняки. По составу среди них выделяются: детрито-водорослевые, криноидно-фораминиферовые, биогермные и доломитовые. Судя по фауне фораминифер, среди обломков встречаются известняки как визейского, так башкирского и московского возраста. Размер обломков различен, чаще всего 5—15 см, но иногда достигает и 20—30 см. Крупные обломки всегда остроугольные, лишь со слегка обтертыми краями. Мелкие же обломки в некоторой степени окатаны. Крупные обломки представлены серыми известняками, светло-серые и темно-серые обломки всегда мелкие — не более 5 см. Обломочный материал сильно сгружен, обломки придвинуты вплотную друг к другу, так что цемента содержится совершенно незначительное количество. По составу цемент обычно представляет собой кристаллический кальцит, слепка окрашенный окислами железа.

Сортировка обломочного материала отсутствует: среди участков с крупными обломками можно встретить участки или гнезда мелкообломочной брекчии. Встречаются изредка мелкие кремнистые образования, развивающиеся, по-видимому, уже после образования брекчий, так как они захватывают не только обломки, но и цемент. Диаклазы и крупные жилы кальцита секут одинаково как обломки, так и цемент. Встречаются, однако, мелкие жилки кальцита (1—2 мм), которые пересекать только обломки. Непосредственно перекрывающие породы не обнажены. Только через несколько десятков метров по мощности выходят верхнемосковские детритовые известняки. Поскольку в брекчиях среди обломков встречаются нижнемосковские известняки, то возраст брекчий является, по крайней мере, раннемосковским. Этот факт интересен тем, что до сих пор брекчии московского возраста на Приполярном и Северном Урале не были известны.

Рассмотрим разрезы с известняковыми брекчиями, которые расположены восточнее р. Кожима.

Брекчии Кожима подробно описаны В. А. Евстрахиным. Напомним их характеристику лишь в нескольких словах. Брекчии здесь слагают большую толщу, общей мощностью около 350 м, охватывающую верхнюю часть визейских и башкирские отложения. Характерным для этой толщи является крупный размер обломков брекчий: встречаются глыбы величиной до нескольких метров в поперечнике. Большую мощность имеют и пласты брекчий (до 50—70 м), переслаивающиеся с нормальными известняками.

Следующий разрез, где наблюдаются брекчии, — это разрез по р. Черной (правый приток р. Косью). Брекчии этого разреза описаны А. Д. Миклухо-Маклаем и И. А. Кирилловым в отчете по геологической съемке за 1958 г. Выходы брекчий представляют здесь одиночные скалы. Обломки в брекчиях имеют размеры от самых малых до 15—20 см. По составу среди них отмечены черные и светло-серые известняки визе, реже кремнистые сланцы турне. В одном месте наблюдалась галька кварцитов, по-видимому, девонского возраста. В обломках известняков были найдены визейские фораминиферы, а в цементе — фораминиферы башкирского яруса.

На р. Б. Инте брекчии наблюдались в среднем течении, в большом обнажении, которое дает разрез, начиная с верхов визейского яруса и кончая верхним карбоном. Брекчии здесь приурочены к верхневизейским и башкирским отложениям. При этом наблюдается переслаивание нормальных детритовых известняков с прослоями брекчий, мощность которых достигает 13 м. Общая мощность толщи с брекчиями

примерно 80 м. Чтобы показать характер этого переслаивания, приведем краткое описание этой части разреза (снизу вверх по реке и по разрезу):

1. Коричневато-серые доломиты (встречаются в развалках).
2. Детритовые известняки с участками (гнездами) известняковых брекчий. Мощность 30 м. Эта пачка относится к визе. Далее 20 м обнажено, а затем выходят следующие слои, относящиеся уже к башкирскому ярусу.

3. Известняковая брекчия	8 м
4. Детритовый известняк	2 м
5. Известняковая брекчия	13 м
6. Детритовый известняк	5 м
7. Известняковая брекчия	2 м
Не обнажено	2 м
8. Известняковая брекчия	1 м

Выше, через 2 м, идут нормальные известняки, детрито-водорослевые, относящиеся также к башкирскому ярусу, но уже не содержащие брекчий.

Обломки в брекчиях описанного разреза представлены известняками, почти такими же, что и вмещающие породы. Это детрито-водорослевые или детрито-криноидные известняки, желтовато- или коричневатосерые. Размер обломков обычно невелик, не более 15—20 см. Чаще они остроугольные, но иногда и окатанные в некоторой степени. Вместе с известняковыми обломками в небольшом количестве встречаются и обломки светло-серых кремней. В обломках известняков найдены фораминиферы, комплекс которых аналогичен комплексу фораминифер из цемента и вмещающих пород. Цемент в брекчиях такой же детритовый известняк, как и вмещающие породы.

В данном разрезе брекчии обычно переслаиваются с нормальными известняками, то есть относятся к типу межпластовых. Только брекчии нижней части разреза (пачка 2) являются внутрипластовыми: они образуют гнезда размерами до 1,1—1,5 м среди нормальных известняков. Эти брекчии напоминают внутрипластовые брекчии рр. Шарью и Заостренной (Елисеев, 1963).

В разрезе по р. Б. Надоте известны только визейские брекчии. Отложения среднего карбона здесь не обнажены, контакт визейских и нижнепермских отложений — тектонический.

Типичная брекчия развита здесь лишь в одном месте разреза. Но зато часто встречаются мелкообломочные брекчии, где размер обломков обычно не более 1—2 см. Такие мелкообломочные образования очень характерны для верхней части визейских отложений, встречаясь в виде небольших прослоев или линз среди оолитовых и биогермных известняков. Пачку типичных брекчий удается наблюдать по обеим берегам реки в 2 км выше горы Олыся. Брекчии здесь подстилаются серыми обломочно-детритовыми известняками, которые местами переходят в оолитовые. Правда, в этих обломочно-детритовых известняках встречаются изредка и крупные обломки размерами в несколько сантиметров.

Обломки в брекчиях обычно не более 5 см, но иногда они достигают и 20—30 см. Форма обломков неправильная, обычно изометричная. Края обломков, как правило, несколько сглажены. Мелкие обломки нередко окатаны. По цвету среди обломков преобладают серые известняки, реже встречаются темно-серые или светло-серые. Как правило, известняки биогермные или детрито-оолитовые. Количество обломков непостоянное: то они почти нацело слагают породу, то встречаются лишь в виде отдельных обломков среди основной массы нор-

мального известняка. Цемент в брекчиях сложен также известняками детритовыми или оолитовыми, почти аналогичными тем, что встречаются и в обломках. Фауна фораминифер имеет визейский возраст как в обломках, так и в цементе. Никакой закономерности в распределении обломочного материала не устанавливается. Отдельность в породах не выражена. Жилы кальцита одинаково пересекают как обломки, так и цемент. Пласт типичных брекчий имеет мощность 8 м и перекрывается мелкообломочными известняками, в которых встречаются, однако, отдельные более крупные обломки.

В верхнем течении р. Лемвы брекчии также встречены только в отложениях верхнего визе. Кстати, отложения среднего и верхнего карбона здесь не известны — контакт нижнего карбона и нижней перми тектонический. Здесь встречено несколько пластов известняковых брекчий, имеющих мощность от 3 до 12 м, переслаивающихся с известняками и доломитами. Обломки в брекчиях различные, но в основном они представлены темно-серыми известняками. Очень редко встречаются обломки темно-серых известняков и черных кремней. По составу здесь выделяются следующие разновидности известняков: мелкодетритовые, оолитовые, оолито-доломитовые, микрокомковатые. Кремни имеют реликтовую структуру, то есть образовались они за счет замещения известняков. Цемент в брекчиях доломитовый. Среди брекчий встречаются небольшие участки, сложенные оолитовыми известняками.

Обломки и цемент имеют здесь визейский возраст, судя по фауне фораминифер. Величина обломков обычно небольшая, не более 5 см, редко встречаются более крупные обломки — до 20 см. Крупными бывают обломки не только известняков, но и кремней. Форма обломков различная: крупные — остроугольные, мелкие же — обычно в той или иной степени окатаны. Цемент — темно-серый или серый известняк, часто доломитовый или оолитовый, похожий на основную массу обломков. Хотя цемента содержится значительное количество, преобладают в породе все же обломки, составляя не менее 80% всей массы породы. Интересно, что кремни здесь присутствуют не только в виде обломков, но образуют и участки вторичного окремнения, охватывающие как обломки, так и цемент. При этом образуются стяжения кремня, часто причудливой формы. Они обычно не чисто кремнистые, а содержат значительное количество реликтового карбонатного материала.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время материалы показывают, что в этой части Приполярного Урала, от гряды Чернышева — на западе, до Лемвы — на востоке, самые мощные толщи известняковых брекчий и наиболее грубообломочные их разновидности находятся в самых восточных выходах, а в центральной части территории — на р. Кожим. Так, на гряде Чернышева (Елисеев, 1963) максимальная мощность пластов брекчий достигает 15 м, на Кожиме — 50—70 м, на Инте и Лемве — 8—13 м. Такая же зависимость наблюдается и в размере обломков. Максимальные размеры обломков на гряде Чернышева — 40—50 см, на Кожиме — несколько метров, на Инте и Лемве — 20—30 см. Приведенные данные не подтверждают указанный выше вывод В. П. Горского и Е. А. Грамматчиковой, что наиболее грубообломочные брекчии являются самыми восточными, фиксирующими древнюю береговую линию. Брекчии Кожима не могут фиксировать береговую линию предполагаемой восточной суши, так как восточнее их известны морские осадки (ныне известняки с брекчиями). Представление же указанных авторов относительно обвального происхождения грубообломочных брекчий является, по-видимому, верным. Однако, выяснение характера этих обвалов, как и всей палеогеографической картины образования известняковых брекчий карбона Приполярного и Север-

ного Урала требует дальнейшей расшифровки. Вопрос этот может быть решен только путем тщательных исследований брекчий на всей территории их развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Варсанюфьева В. А. 1934. Геологические исследования северо-западной части 124 листа общей геологической карты СССР. Тр. Всесоюзного геол.-разв. объединения НКТП СССР, вып. 311.
- Варсанюфьева В. А. 1940. Геологическое строение Печоро-Илычского заповедника. Тр. Печоро-Илычского гос. заповед., вып. I. М.
- Горский В. П. и Грамматчикова Е. А. 1961. Значение известняковых брекчий каменноугольного возраста в выяснении особенностей тектонического развития Западно-Уральского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 67.
- Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. 1935. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал). Лист 123. Тр. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста. Вып. 8.
- Елисеев А. И. 1959. К вопросу о происхождении известняковых брекчий карбониды Чернышева. Докл. АН СССР, т. 126, № 2.
- Елисеев А. И. 1963. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. Изд-во АН СССР. М.-Л.
- Чернов А. А. 1928. Геологическое исследование бассейна Косью в Печорском крае по исследованиям 1925 г. Изв. Геолкома, т. 46, № 8.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ НИЖНЕГО КАРБОНА р. ПОДЧЕРЕМ

В. А. ЧЕРНЫХ

В 1959 г. и позже во время изучения фациальных особенностей каменноугольных пород Средней Печоры автором было обращено внимание на наличие в песчаниках яснополянского надгоризонта брекчий тектонического происхождения. Для выяснения происхождения этого своеобразного типа пород необходимо кратко осветить тектонику правобережья Средней Печоры.

Восточная — внутренняя зона Предуральяского прогиба образована линейными структурами меридионального простирания. В бассейне рр. Шугора и Подчерема к таким структурам относится Вуктыльское поднятие, выявленное в результате геологической съемки Т. А. Добролюбовой (1926). Восточнее Вуктыльского поднятия наблюдаются две большие синклинали, разделенные узкой антиклиналью, в ядре которой выходят ордовикские отложения. Наибольшая из этих синклиналей, западная, Шугор-Подчеремская, простирается от среднего течения Б. Патока на юг, до водораздела рр. Подчерема и Илыча. Ядро синклинали складывается карбонатными и терригенными образованиями нижней и верхней перми. На севере, если принять границу структуры контакт карбона и девона, синклиналь раздваивается и обнажается согласно более древними породами. На юге ширина синклинали резко сокращается. Здесь, в районе левобережных притоков р. Подчерем, ширина структуры не превышает 5 км. Западное крыло синклинали (отложения нижнего карбона) имеет субмеридиональное простирание и обнажается в нижнем течении р. Подчерем против устьев рр. Летник и Оселок и по р. М. Кодзыдъеля. Каменноугольные отложения восточного крыла постепенно без дизъюнктивных нарушений сменяются более древними отложениями девона и силура.

В западном крыле синклинали при движении на восток на правом берегу Подчерема после левобережных выходов турне появляются песчаники яснополянского надгоризонта визе (обн. 80 по карте Т. А. Добролюбовой, 1926). Они смяты в небольшую изогнутую складку, план которой дается на фиг. 1.

На протяжении 100—150 м (по берегу) ось складки изгибается почти под прямым углом. Это доказывается как непосредственными замерами простирания слоев в двух обнажениях ее сводовой части (выход I и выход II), так и прослеживанием падения крыльев между этими обнажениями (фиг. 1).

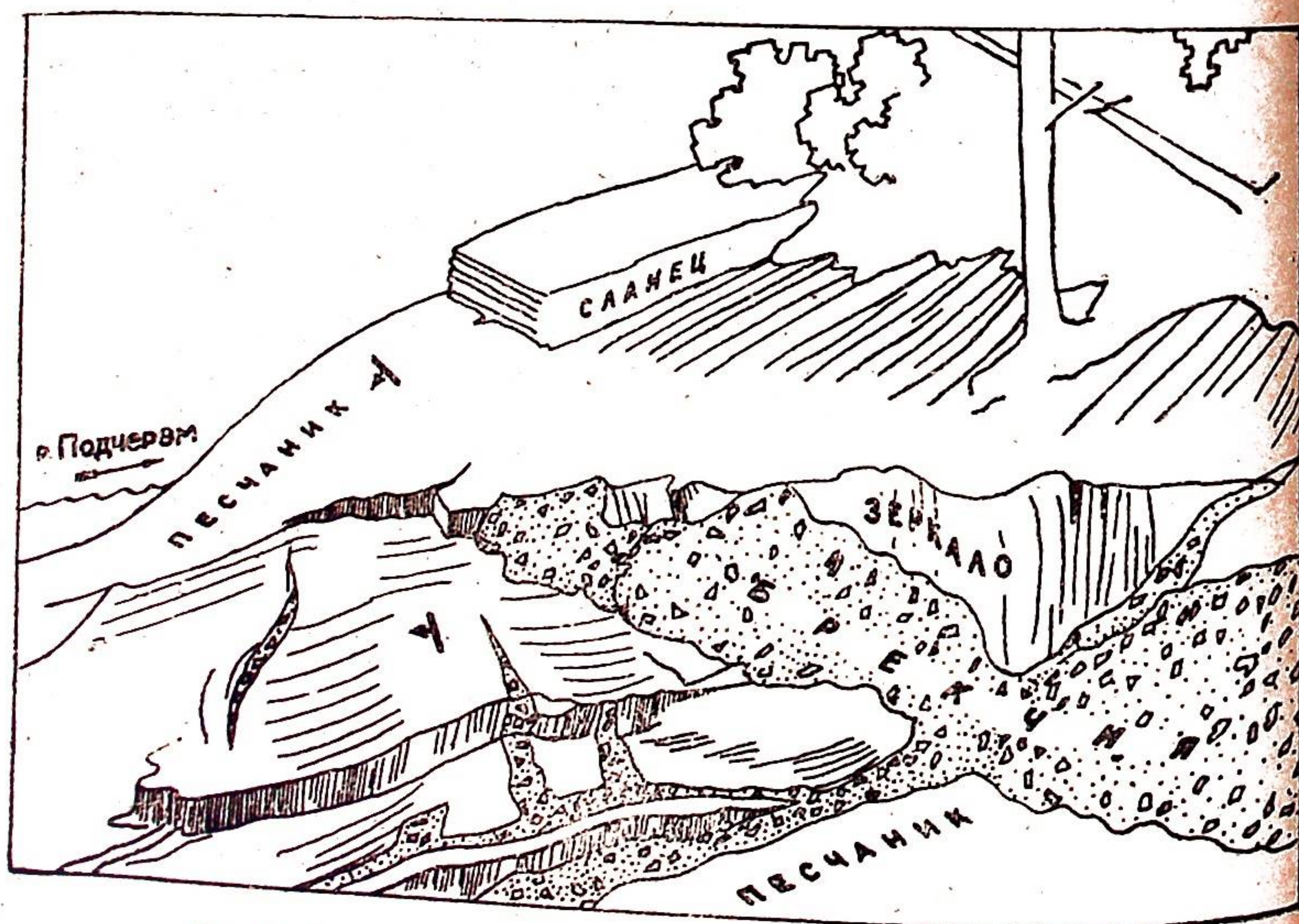
Ось складки по замерам на выходе I простирается под азимутом ЮЗ 253°. Выше по течению в выходе II простирание оси меняется на ЮВ 158°. Элементы залегания песчаника северного крыла (выход I) СЗ 315° ∠ 19°, южного крыла ЮВ 215° ∠ 18°. Северное крыло (превра-

щающееся затем, после изгиба оси складки, в восточное) скрывается под отложениями 4—5-метровой террасы.

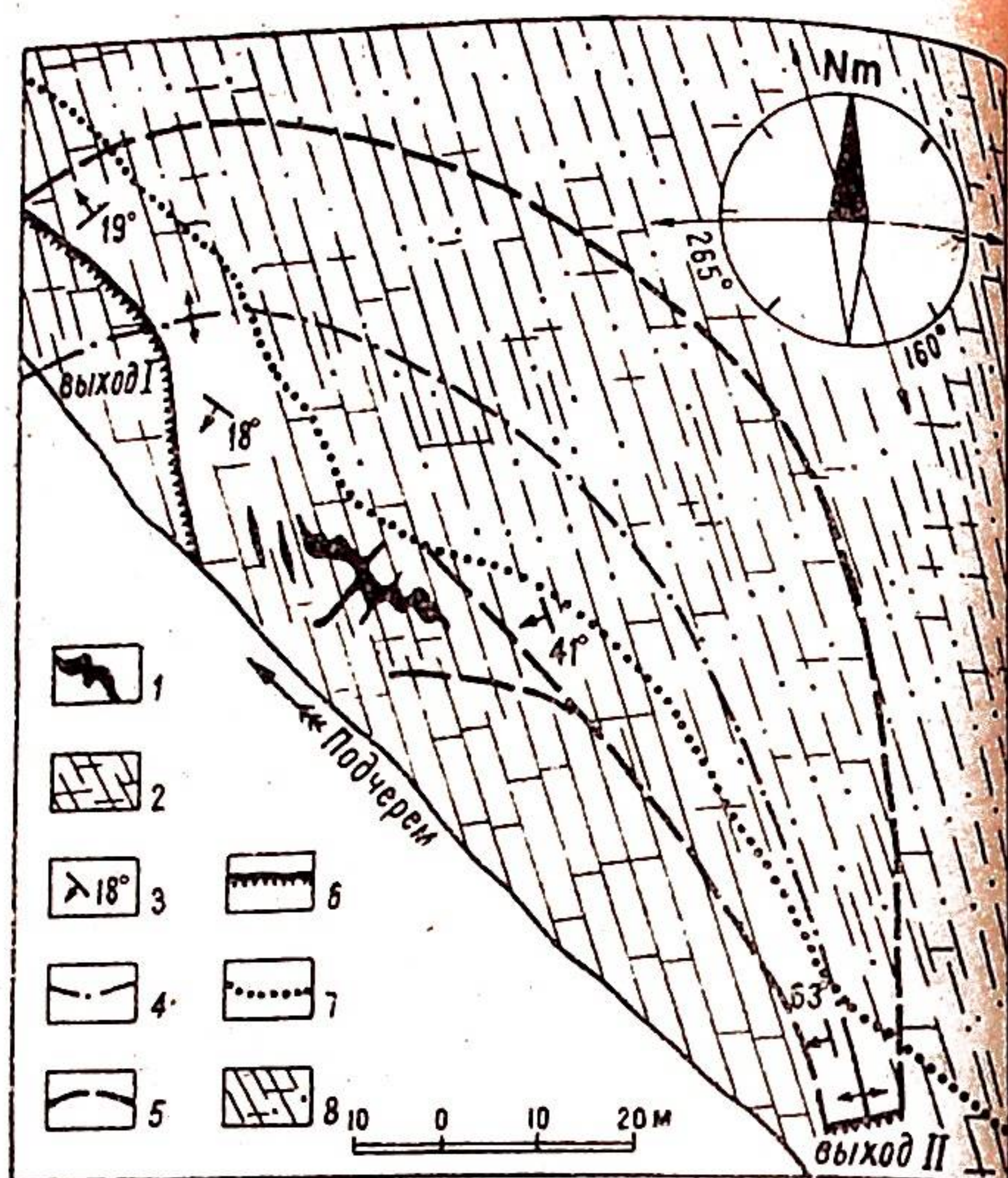
Юго-западное крыло обнажено достаточно хорошо. При движении вверх по течению Подчерема элементы его залегания меняются сначала на ЮЗ $253^\circ \angle 41^\circ$, а затем, в выходе II, на $268^\circ \angle 63^\circ$.

Обнаженная часть складки между обрывистыми выходами I и II представляет собой выходы на поверхность кровли массивного кварцевого песчаника предположительно бобриковского горизонта виле, мощностью 3 м. Лишь в выходе I на сводовой части и северном крыле наблюдаются вышележащие углисто-глинистые сланцы (фиг. 2). Слой этот, как и все другие слои обнажения, разбит двумя системами вертикальных (или близких к ним) трещин.

Весьма характерно независимое от условий залегания слоев развитие систем трещин. Так, замеры ориентировки трещин на северном и западном крыльях у выхода I дали идентичные результаты (фиг. 3).



Фиг. 2. Взаимоотношение брекчий с вмещающими породами.



Фиг. 1. Схема взаимоотношения трещин и антиклинальной складки.

1 — брекчия, 2 — пересекающиеся системы трещин, 3 — элементы залегания, 4 — ось антиклинали, 5 — контур антиклинали по кровле песчаника, 6 — обрывистые обнажения вкостр простираения, 7 — граница задернованной и обнаженной части складки, 8 — предполагаемое развитие трещин на задернованном участке



Фиг. 3. Тектонические трещины в песчаниках северного (а) и южного (б) крыльев антиклинали. Снимки ориентированы вертикальными сторонами параллельно магнитному меридиану. Стрелками показаны падения слоев.

На северном крыле наиболее ярко развитыми и частыми являются трещины, простирающиеся на ЮЮВ под углом 160° . Пересекающиеся с ними трещины второй системы развиты слабее и ориентированы под азимутом ЗЮЗ 253° — 265° . Густота юго-юго-восточных трещин на 1 кв. м равна 28, западно-юго-западных — 10.

Южное крыло разбито сериями трещин с ориентировкой ЮЮВ 155° — 165° и ЗЮЗ 260° — 270° . Первые из них простираются, не затухая, через всю структуру, вторые — менее выражены и представлены неровными угловатыми линиями. Отношение плотностей трещин юго-юго-восточных к западно-юго-западным равно 20 : 6 (на 1 кв. м.).

Такое же простираение и соотношение трещин отмечено и в выходе II.

Как видно из приведенных примеров, по интенсивности проявления ярко выделяется система параллельных трещин, ориентированная на ЮЮВ 160° . Простираение ее параллельно осям структур первого порядка описанной Шугор-Подчеремской синклинали и, вероятно, имеет более позднее происхождение. Имея в виду простираение Шугор-Подчеремской синклинали, трещины юго-юго-восточной ориентировки можно рассматривать как «кливаж осевой плоскости» этой синклинали (Ажгирей, 1956). Разрывные дислокации-микросбросы южного крыла антиклинали, в таком случае, будут нарушениями третьего порядка.

Таким образом, замеры ориентировки трещин в разных частях антиклинали, а также непосредственное визуальное прослеживание отдельных трещин доказывают независимое от рассмотренной антиклинальной складки распространение систем трещин и, следовательно, одновременное образование антиклинальной структуры и трещиноватости.

Тектонические брекчии обнаружены нами в южном крыле антиклинали недалеко от выхода I (см. фиг. 1). Они приурочены к зоне разрушения слоя песчаника и представляют собой по Л. В. Пустовалову (1940) типичные брекчии трения.

Залегают брекчии в зоне разрыва слоев песчаника (см. фиг. 2). Остроугольные обломки песчаника имеют размеры от долей сантиметра до 15 см, чаще 1—3 см. Все обломки брекчии представлены серым кварцевым песчаником, обнаруживающим под микроскопом торцовую структуру (или структуру соприкасания). Точно таким же песчаником представлен трехметровый слой, подвергшийся раздроблению. Цементные брекчии служат гидроокислы железа, окрашивающие грубообломочные участки в ржавые и темно-бурые тона. Содержание Fe_2O_3 в мелкообломочном участке брекчии около 12%.

Зона дробления в общем ориентирована косо по отношению к выявленным системам трещин и простирается с СЗ на ЮВ. Длина ее в обнаженном участке не превышает 15 м. В северо-восточном направлении, т. е. вверх по восстанию слоя наблюдается зеркало скольжения (см. фиг. 2). Амплитуда смещения нижнего блока, замеренная по зеркалу скольжения, равна 1,2 м.

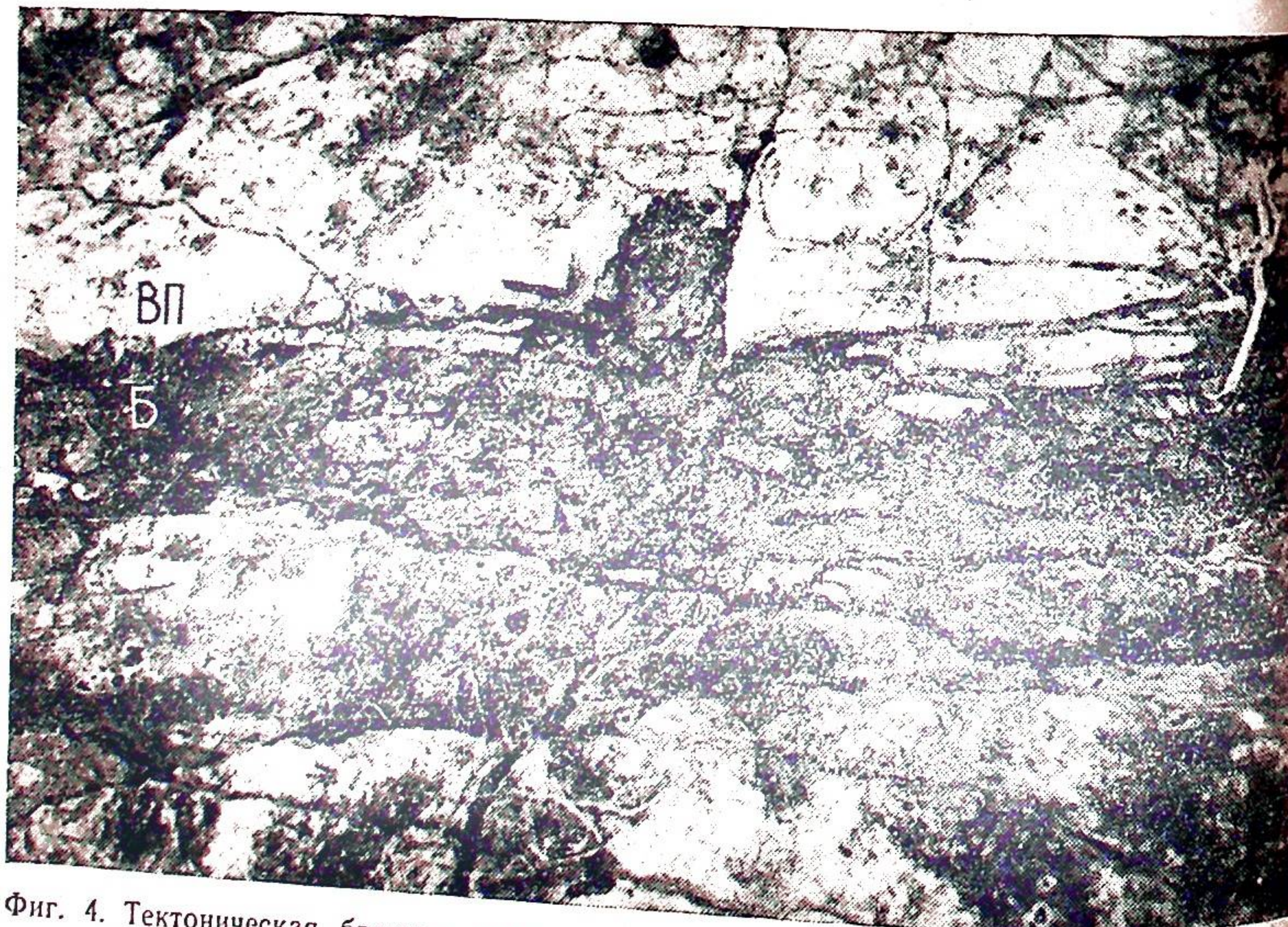
Брекчия, обнажающаяся у зеркала скольжения, несущего вертикальные нерезкие борозды и штрихи, частью прислоена к плоскости скольжения и частью покрывает кровлю опущенного блока. На отдельных участках от плоскости зеркала и от плоскостей юго — юго-восточных трещин удается отбить довольно правильные плитки «трещинных брекчий». Размеры обломков в них преимущественно небольшие — 0,5—3,0 см.

Наблюдаются и более мощные брекчиеносные трещины. На опущенном блоке южного крыла (фиг. 4) обнаружена трещина, заполненная подобной железистой брекчией, имеющей максимальную мощность до 15—20 см. Протяжение таких трещинных разрывов 1,0—1,5 м. Ориентированы они в большинстве своем согласно системе трещин и являются продолжением менее мощных не брекчиеносных трещин. Есть и иные направления подобных трещин с брекчиями (ЮВ 110°).

В отдельных образцах, взятых с границы песчаника и брекчии (с борта трещины), хорошо заметен переход от массивной породы сначала к неправильно растрескавшейся с «отдирающимися» осколками, а затем — к брекчии. Это доказывает происхождение обломков за счет разрушения бортов трещин.

Основное тело брекчии, залегающее на грани сместившихся блоков, образовано, по-видимому, благодаря тангенциальному давлению изогнутому антиклиналь и приведшему к разрыву и перетиранию более опущенной части южного крыла.

Нам кажется, нет сомнений в том, что описываемые брекчии имеют тектоническое происхождение и что обломочный материал брекчии



Фиг. 4. Тектоническая брекчия, заполняющая трещину. Б — брекчия, ВП — вмещающая порода.

образовался за счет дробления краев смещавшихся блоков породы. Вызывает определенный интерес последовательность тектонических усилий, обусловивших образование как самой антиклинальной складки, так и систем трещин и брекчий трения.

Выше мы указывали на отсутствие связи трещиноватости с условиями залегания пород, образующих антиклинальную складку. Это свидетельствует о том, что антиклиналь существовала до образования взаимно пересекающихся систем трещин. По имеющимся данным можно говорить лишь о том, что складка образована тектоническими движениями в послепермское время. Простираемость ее южного крыла была иным и она, возможно, не была столь изогнутой, какой она представляется сейчас.

Второй, более поздний акт тектонических усилий привел к образованию трещиноватости и некоторому (а может быть и более значительному) изгибанию оси складки. Последнее обстоятельство вызвало появление разрывов в южном крыле складки, перетирание блоков и смещение некоторых из них по вертикали до 1,2 м. Трудно указать определенно, с каким тектоническим этапом связаны эти дизъюнктивные нарушения. Если принять во внимание явно преобладающее развитие субмеридиональных плоскостей трещин с ориентировкой ЮЮВ 160°, то эти заключительные движения можно связать с позднегерцинским этапом тектогенеза, сформировавшим линейные структуры западного склона Северного Урала, на рассмотрении которых мы останавливались в начале статьи. По имеющимся в исследуемом районе данным наиболее сильные заключительные складкообразовательные процессы протекали в послепозднепермское время (Чалышев и Варюхина, 1960). Обломочный материал был сцементирован позже благодаря циркуляции железосодержащих растворов.

По своему происхождению железистые брекчии р. Подчерема весьма сходны с усть-бердышскими железными рудами. Это сходство подчеркивается наличием в Усть-Бердышском месторождении широко распространенных руд с грубообломочной реликтовой структурой, выявленных Н. Д. Соболевым и М. В. Соболевой. Известняковые тектонические брекчии здесь метасоматически замещаются минералами из группы лимонита. В грубообломочных рудах отмечаются и обломки песчаников.

Выявленная аналогия позволяет рассматривать тектонические брекчии нижнего карбона как возможные точки рудопроявления.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. 1956. Структурная геология. Изд-во МГУ. М.
 Добролюбова Т. А. 1926. Геологические исследования по р. Вуктылу в бассейне Печоры. Тр. Ин-та по изучению Севера, вып. 32.
 Пустовалов А. В. 1940. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат. М.-Л.
 Чалышев В. И. и Варюхина Л. М. 1960. Татарские и триасовые отложения Печорского бассейна и возраст складчатости севера Предуральяского прогиба. Тр. НИИГА, вып. 14.

О КАМЕННОУГОЛЬНЫХ СИДЕРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА р. ИЛЫЧ

Э. С. ЩЕРБАКОВ и В. А. ЧЕРМНЫХ

На левом берегу р. Илыч, в 4 км ниже устья р. Шежим-ю, в ряде обнажений вскрыта толща переслаивания аргиллитов и алевролитов с линзами песчаников и многочисленными конкрециями (фиг. 1). В обн. 94В*, получившем местное название Пуля-кырта, эта толща образует антиклинальную складку, ядро которой, представляющей собой нижнюю часть разреза толщи, сложено чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Слои алевролитов и песчаников имеют мощности 5—15 см, а разделяющие их прослои аргиллитов 1—5 см.

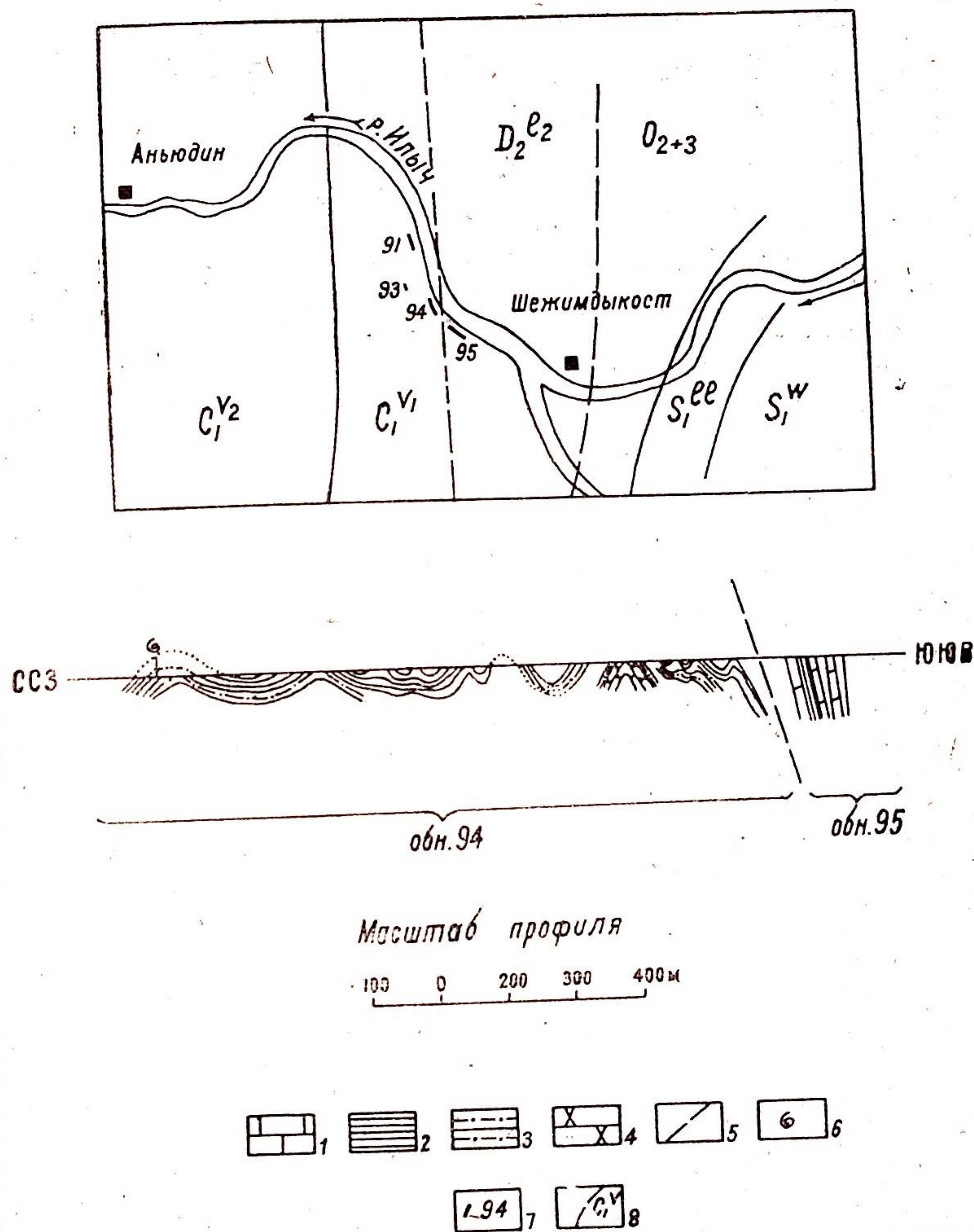
На крыльях складки, т. е. выше по разрезу, увеличивается количество прослоев аргиллитов и одновременно исчезают слои песчаников. Увеличение количества аргиллитовых прослоев приводит сначала к появлению тонкого переслоя темных аргиллитов и светлых алевролитов, а затем к образованию самостоятельных пачек аргиллитов мощностью от 1—5 до 10—20 м. В этих пачках отмечается наибольшее число сидеритовых конкреций.

Для песчаников и алевролитов характерна тонкая горизонтальная или слабоволнистая слоистость, кварцевый состав и хорошая сортировка обломочной части. Зерна кварца размером 0,03—0,25 мм, округленно-угловатые и округлые, часто имеют хорошо окатанное ядро, вокруг которого образовались одна или две регенерационные каемки. В округленных зернах эти каемки сохраняются реже, тогда как в угловатых они видны более отчетливо. Погасание зерен волнистое, очень редко мозаичное. Кроме кварца в терригенной части встречаются единичные обломки мелкозернистых кварцитов и серицитизированных полевых шпатов. Цемент базальный или поровый, гидрослюдистый или хлоритово-гидрослюдистый, сильно обогащен темным углистым органическим веществом с многочисленными мелкими зернышками лейкоксена. Встречаются разновидности пород с двумя генерациями цемента — первичным гидрослюдистым пленочным или соприкосновения более поздним сидеритовым поровым.

Аргиллиты зеленовато-серые или темно-серые от присутствия органического вещества раскалываются на тонкие плитки 0,3—1 см, с блестящими слюды на поверхности раскола. Они состоят из плоскоориентированных чешуек гидрослюды с примесью алевролитовых обломков кварца от 5% до 30—40%.

Конкреции обладают различными размерами и формой. Одни круглые, почти правильно сферические диаметром 0,5—2 см, другие

* Номер обн. по В. А. Варсанюфьевой.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района урочища Пуля-кырта, составленная с использованием материалов Г. Ф. Проскурина за 1965 г., О. А. Кондяйн и А. Г. Кондяйн за 1956 г., и геологический профиль по обн. 94В и 95В. 1 — известняки, 2 — аргиллиты, 3 — алевролиты, 4 — песчаники, 5 — линии тектонических нарушений, 6 — место находки фауны, 7 — местоположение и номера обнажений, 8 — границы между стратиграфическими подразделениями.

лепешковидные или караваеобразные септарии с трещинами, выполненными светлым или темным крупнокристаллическим кальцитом. Размеры септарий 10—15×20—50 см. На поверхности отдельных крупных септарий и в периферической части их встречаются членики криноидей, остракоды и брахиоподы. Верхняя поверхность некоторых септарий представляет беспорядочное скопление крупных члеников криноидей диаметром 2—4 см и длиной 3—7 см. В шлифах, изготовленных из сидеритовых конкреций, наблюдаются участки, обогащенные детритом водорослей, криноидей, гастропод, остракод и фораминифер.

Долгое время считалось, что описанные выше породы имеют среднедевонский возраст (Варсановьева, 1940; Першина, 1965). О. А. Кондиайн и А. Г. Кондиайн (1960) отнесли рассматриваемую толщу к выделенной ими лопьинской свите среднего девона. Однако, позднее стали предполагать нижнекаменноугольный возраст рассматриваемых терригенных пород (устное сообщение). Н. В. Калашников в 1966 году на основании находок в конкрециях сидерита гониатид плохой сохранности также высказал предположение (устное сообщение) о нижнекаменноугольном возрасте вмещающих пород.

Найденные нами брахиоподы, по заключению Н. Н. Фотиевой, относят к раннекаменноугольному возрасту рассматриваемых отложений. В шлифах, изготовленных из периферических частей сидеритовых конкреций, В. А. Чермных определены также фораминиферы *Spinoendothya* sp., *Tetrataxis pressulus* aff. var. *gigantea* Conil et Lys. Род *Spinoendothya* характерен для верхней части турнейского и нижней части визейского ярусов. Вторая форма (ее основной вид) известна в СССР из намюрского яруса р. Шартымки Южного Урала (Малахова, 1956). Наиболее близкий к определенной форме вариант известен в Бельгии, в бассейне Кампин, из толщи V_1 основания визейского яруса (Conil et Lys 1964). Таким образом, фораминиферы позволяют относить описанную толщу переслаивания к визейскому ярусу.

Рассмотренные терригенные визейские отложения по своим литологическим особенностям (наличие углистых аргиллитов, сидеритовых конкреций) и по фауне близки к отложениям нортнической свиты низовизе Приполярного Урала (Чермных, 1967). Следовательно, положение сидеритоносных визейских терригенных пород прослеживается на большом протяжении вдоль западного склона Урала.

ЛИТЕРАТУРА

- Варсановьева В. А. 1940. Геологическое строение территории Печорско-Ильчского государственного заповедника. Тр. Печорско-Ильчского заповедника, вып. I. М.
- Кондиайн О. А. и Кондиайн А. Г. 1960. Стратиграфия и фации девонских отложений южной части Печорского Урала. Сб. «Геология и полезные ископаемые Урала», ВСЕГЕИ, вып. 28.
- Малахова Н. П. 1956. Фораминиферы известняков р. Шартымки на Южном Урале. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского фил. АН СССР, вып. 24, № 3.
- Першина А. И. 1965. Стратиграфия и фациальные особенности девонских отложений южной части Печорского Урала. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 5.
- Чермных В. А. 1967. Выделение нортнической свиты на Приполярном Урале. Изв. Коми фил. ВГО, т. 2, вып. 1 (11).
- Conil R. et Lys M., 1964. Matériaux pour l'Étude Micropaléontologique du Dinaréen de la Belgique et de la France (Avesnois). Première partie: Algues et Foraminifères. Mem. de l'Inst. Géologique de l'Unvers. Louvain. T. 23.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О БОКСИТОНОСНОСТИ КАРБОНА ТИМАНА

В. В. БЕЛЯЕВ и И. С. СИДОРОВА

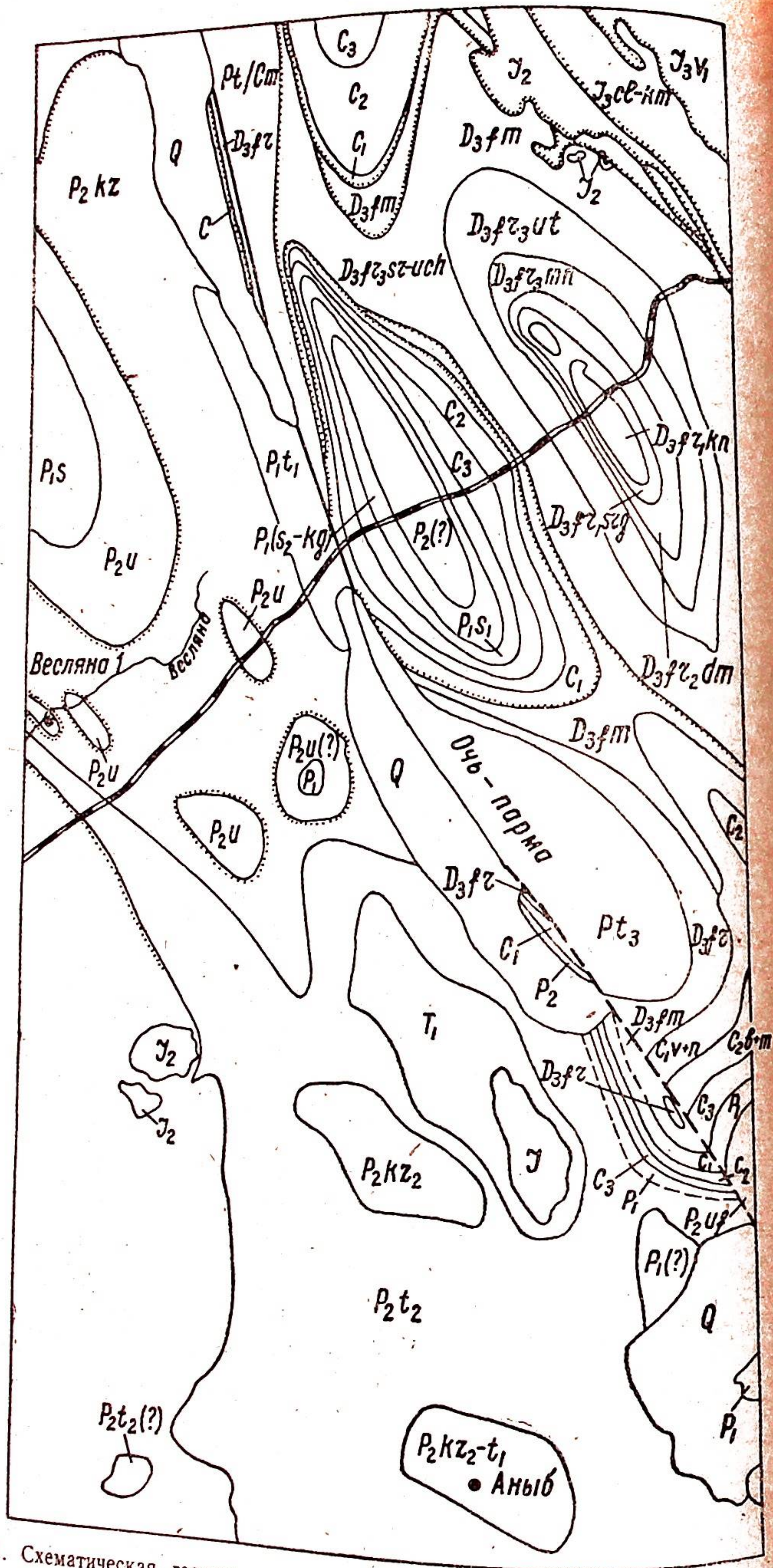
До настоящего времени бокситовые породы на Тимане были известны лишь на его юго-восточном склоне в Тимшерско-Пузлинском и Зеленецком районах*. Впервые они здесь были обнаружены в 1951 г. Эжвадор-Зеленецкой партией Ухтокомбината при бурении опорной скважины 1—3. В 1954—55 гг. Северо-Западным геологическим управлением, производившим на Южном Тимане специальные поисковые работы на высокоглиноземистое сырье, бокситы были выявлены еще в ряде точек, но промышленные скопления их тогда не были установлены.

С 1961 г. поисками бокситов в этом районе занимается Южно-Тиманская партия Ухтинской геологоразведочной экспедиции УТГУ, работами которой открыт ряд промышленно интересных бокситовых залежей. Поиски их успешно продолжают и в настоящее время. Кроме того, бокситовые породы были встречены на р. Нерице и на северо-западном склоне Ухтинской антиклинальной складки. Следовательно, можно считать, что весь район, охватывающий юго-восточный и восточный склоны Тимана, является перспективным на бокситы и огнеупорные глины.

На западном склоне Тимана до последнего времени несомненно бокситовых пород не было известно. В 1958 г. здесь в составе терригенной толщи визе, вскрытой скважиной Аныб-2 (фиг. 1), Л. А. Веселовой была выделена пачка «сухарных» каолиновых глин, которая по положению в разрезе хорошо сопоставляется с бокситоносной пачкой Тимшерско-Пузлинского района. В 1967 г. сотрудниками Ухтинской геолого-разведочной экспедиции при просмотре керна из скважины Весляна-1 (см. фиг. 1) в интервале 1035—1037 м были обнаружены породы, внешне очень похожие на некоторые разновидности бокситов Южного Тимана. Результаты их изучения и посвящена настоящая статья.

Бокситовидные породы, вскрытые скважиной Весляна-1, в стратиграфическом отношении также приурочены к терригенной толще визе, сложенной здесь неяснослойными пестроцветными аргиллитоподобными глинами с обломками известняка в низах разреза. Терригенная толща нижнего карбона залегает на размытой поверхности нижнефранских осадков (семилукский горизонт), представленных светло-серыми глинами с включениями обуглившихся растительных остатков и прослоями органогенных известняков, и перекрывается каменноугольными и перм-

* Районы населенных пунктов Тимшер, Пузла, Зеленец.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта западного склона Южного и Среднего Тимана.

скими карбонатными породами. Возраст ее определяется по находкам в вышележащем прослое доломита (инт. 1015—1019,9 м) фораминифер: *Earlandia* sp., сходной с *E. vulgaris* Raus., *Eostaffella* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Plectogyra* sp. (по определениям А. В. Дуркиной) и по комплексу спор, обнаруженных в подстилающих отложениях (инт. 1052,1—1055,8 м): *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *Lophozonotriletes tylopharus* Naum., *Hymenozonotriletes augulatus* Naum., *H. platirugosus* Naum., *H. deliquescens* Naum., *Stenozonotriletes definitus* Naum., *Retusotriletes domanicus* Naum. (по определениям И. А. Войтович).

Бокситовидные породы в скважине Весляна-1 представлены неясно-слоистыми аргиллитами красновато-малинового и буровато-розового цветов и содержат бурые железистые «галечки» и обломки неправильной формы. Участками в них встречаются мелкие (до 1 мм) включения белого цвета.

Обломочная структура породы отчетливо наблюдается в шлифах. Она характеризуется наличием в мелкодисперсной базальной массе агрегатнополяризующих обломков зеленовато-серой окраски, замещаемых бурым непрозрачным лимонитом. Последний в свою очередь замещается белой массой, состоящей из ромбовидных кристаллов бесцветного минерала, который имеет «бемитовое» светопреломление и двупреломление. Основная масса представлена тонкораскристаллизованным каолинитом. В ней наблюдается много тонких листовидных гидрослюды, мелкие зерна полевых шпатов и возможно кварца, единичные зерна турмалина, циркона и сфена.

Из этого интервала скважины несколько проб было проанализировано химическим методом, результаты которого приведены в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав бокситовидных пород в вес. %*

Проба	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃ :SiO ₂
26—1	26,26	48,66	сл.	4,96	3,12	1,87
26—2	32,86	35,62	сл.	14,30	2,16	1,08
26—3	38,14	37,62	0,14	5,31	3,40	0,99

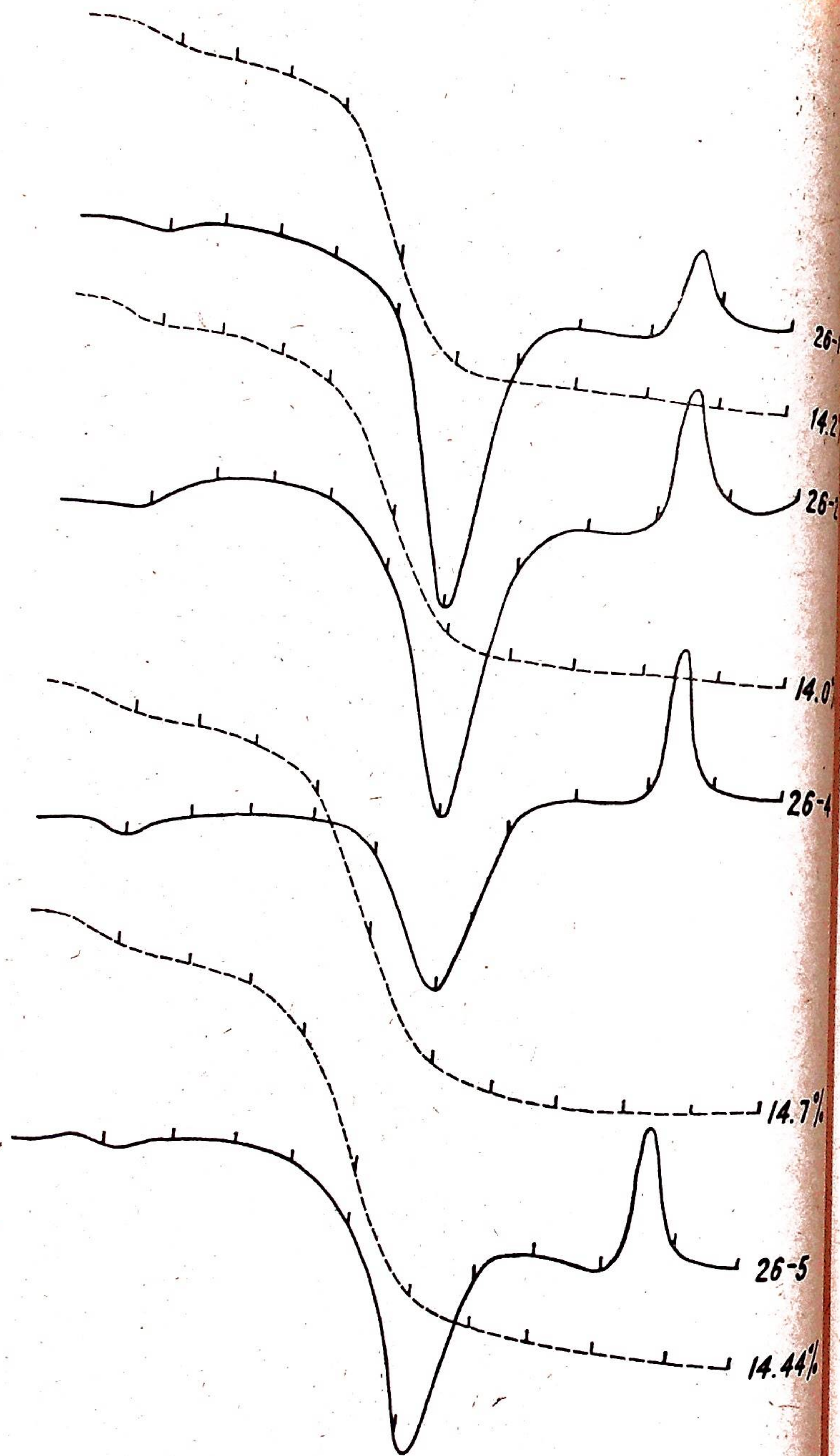
Как следует из таблицы, пробы по химическому составу относятся к аллитам, причем проба 26—1 по содержанию глинозема и отношению Al₂O₃:SiO₂ оказывается весьма близкой к бокситу.

Минералогический состав породы изучался термическим, рентгенодифрактометрическим и электронномикроскопическим методами. Количественные содержания основных породообразующих минералов устанавливались на основе совместной интерпретации данных термического и химического анализов.

Термический анализ осуществлялся при одновременной регистрации дифференциальных кривых нагревания (ДТА) и кривых изменения веса (ТВ) на приборе УТА-1. Кривые ДТА получились из навесок в 150 мг, кривые ТВ — из навесок в 100 мг. Запись термограмм производилась при скоростях нагревания около 80° в минуту. В качестве эталона применялась прокаленная Al₂O₃.

Как видно из фиг. 2, общим для кривых ДТА является наличие трех более или менее четко выраженных эндотермических эффектов

* Анализы произведены в химической лаборатории Воркутинской комплексной экспедиции УТГУ.



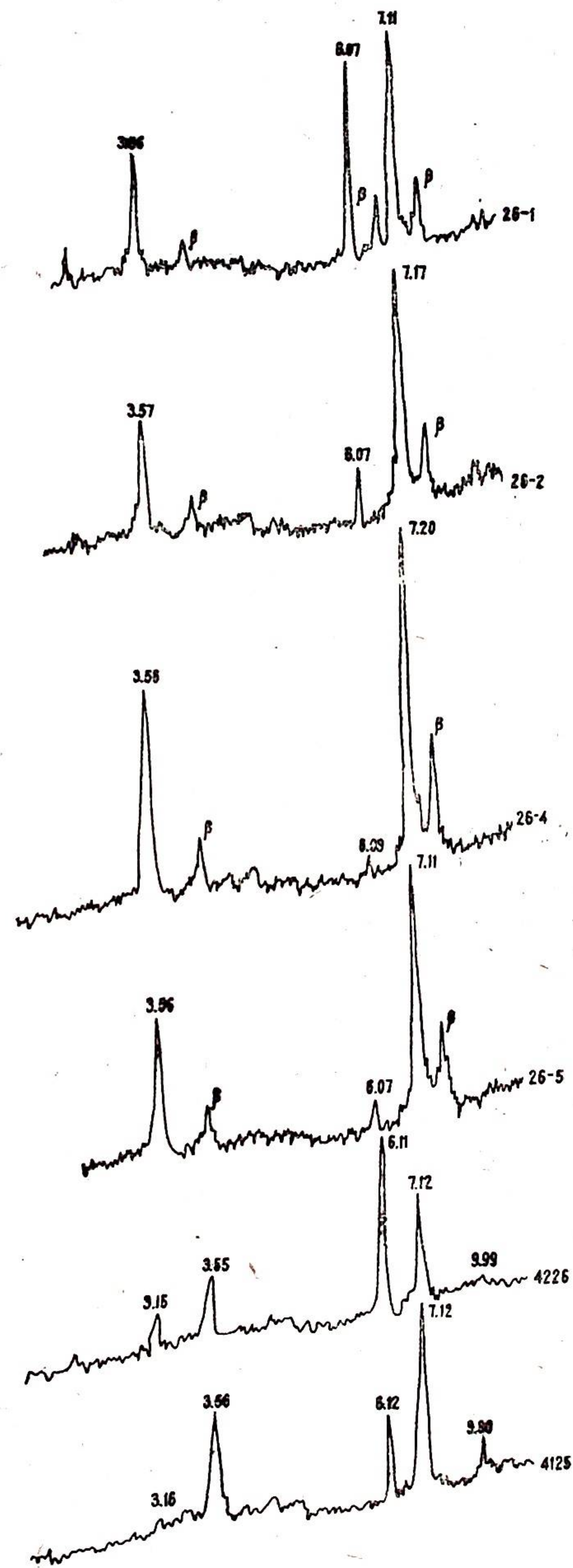
Фиг. 2. Дифференциальные кривые нагревания и кривые изменения веса (пунктиром) образцов бокситовых пород из скв. Весляна — 1.

с максимумами около 100°, 600° и 880—900° и одного экзотермического эффекта при 930—960°. Кроме того, на кривых нагревания проб 26—1 и 26—2 в диапазоне температур 300—330° регистрируется еще один эндотермический эффект.

Кривые ТВ характеризуются в основном двумя ступенями потери веса в интервалах температур от 60 до 100° и от 350 до 650°. Такие характеристики и соотношения термических эффектов на кривых ДТА и величины и интервалы потерь веса на кривых ТВ свидетельствуют о полиминеральном составе породы. Так, экзотермический эффект при 930—960° совместно с эндоэффектом при 600° может быть объяснен присутствием каолинита или галлуазита, эндотермические эффекты с максимумами 100°, 600°, 880—900° — примесью гидрослюдистого минерала, эндоэффект при 600° и величина потери веса в интервале 350—650°, избыточная против минерала каолиновой группы и гидрослюда, присутствием бемита или диаспора. Дополнительная эндотермическая реакция, наблюдающаяся на кривых ДТА проб 26—1 и 26—2 при 300—330°, обусловлена гидроокисью железа, очевидно, гетита (Иванова, 1961).

Более четко идентификация минералов в группах производилась на основе данных других видов исследования. Для уточнения минерала свободного глинозема нами применялся дифрактометрический, а минерала каолиновой группы — электронномикроскопический метод.

Дифрактограммы получались с ориентирован-



Фиг. 3. Дифрактограммы бокситовых пород из скв. Весляна-1 (26—1, 26—2, 26—4, 26—5) и Южного Тимана (4226, 4125).



Фиг. 4. Угольная реплика бокситовой породы из скв. Весляна-1. Увел. 25 000.

за пределами чувствительности метода. Если судить по тому, что на дифрактограммах образцов 4226 и 4125 (см. фиг. 3), содержащих соответственно 8 и 9% гидрослюда, рефлексы ее еще заметны, то содержание гидрослюдистого минерала в исследуемых породах (см. фиг. 3, 26—1, 26—2, 26—4, 26—5) должно быть ниже этих величин.

Электронномикроскопические исследования выполнялись на приборе ЭМ-5. Так как бокситовые породы были представлены различными, не размокающими в воде, то выяснить морфологические особенности слагающих их частиц на просвет по методу суспензии не представлялось возможным, поэтому изучение их производилось по методу реплик (Грицаенко и др. 1961).

Для получения реплик использовались сколы, по возможности параллельные плоскости напластования породы. Поверхность свежего скола площадью в несколько квадратных миллиметров обдувалась резиновой грушей для удаления мелких обломков и напылялась углем при вакууме 10^{-4} мм рт. ст. в течение 4—5 секунд. Полученная реплика отделялась от образца в плавиковой кислоте, вылавливалась на сеточку и просматривалась в электронном микроскопе. На микрофотографии одной из реплик (фиг. 4) отчетливо выявляется микрообломочная структура породы. Обломки минералов располагаются довольно параллельные плоскости его кристаллов оказываются параллельными на слоению породы (см. фиг. 4, верхний левый угол). Довольно часто встречается и иное расположение обломков каолинита, когда базальные плоскости кристаллов ориентированы косо или перпендикулярно общей слоистости породы (см. фиг. 4, правый край фотографии).

ных препаратов на приборе УРС-50И с использованием железного неотфильтрованного излучения (анализировано В. В. Хлыбов). Расшифровка минерального состава по дифрактограммам производилась по следующим диаграммическим рефлексам: бемит — 6,05—6,12 кХ, каолинит — 7,10—7,20 кХ, диаспор — 3,98—4,00 кХ, гидрослюда — 9,99—10,0 кХ. Как видно из фиг. 3, на дифрактограммах четко проявляются лишь рефлексы каолинита и бемита. Рефлексы диаспора и гидрослюда на них отсутствуют. Судя по величине рефлексов, максимальное количество бемита содержится в пробе 26—1, минимальное — в пробе 26—4, что согласуется с результатами химического и термического анализов. Гидрослюда, несмотря на ее явное присутствие в породе, по дифрактограммам не устанавливается. Содержание ее находится, вероятно,

Электронномикроскопическое изучение показывает, что образцы сложены в основном микрообломочной каолинитовой породой. Каолинит в них представлен мелкими (0,3—0,4 мк), относительно четко ограниченными псевдогексагональными кристаллами и их пакетами. На некоторых участках скола видны лишь выступы отдельных граней кристаллов каолинита, но псевдогексагональный габитус их улавливается хорошо. Гидрослюда встречается в виде частиц с зазубренными и обломанными краями (см. фиг. 4, в центре). Установить однозначно форму кристаллов бемита в изученных породах не удалось, к ним условно отнесены мелкие ромбоэдрические частицы, изредка наблюдаемые среди кристаллов каолинита. Галлуазит в породе не обнаружен.

Таким образом, на основе комплексного изучения породы в ней установлены следующие основные минералы: каолинит, бемит, гидрослюда, гетит.

Содержание главных минералов в породе устанавливалось на основе термического и химического анализов (табл. 2). Методика и приемы количественного определения каолинита и бемита с помощью термоаналитических методов подробно излагаются в другой статье настоящего сборника и здесь не рассматриваются.

Для количественного определения гидрослюда нами применялся следующий прием. Вначале по вышеупомянутой методике устанавливалось содержание каолинита в породе. Исходя из него, по формуле каолинита рассчитывалось количество связанного с ним SiO_2 . Затем по разности между содержаниями SiO_2 в породе и каолините вычислялось количество кремнезема, обусловленное присутствием гидрослюдистого минерала. Далее по формуле гидрослюда определялось ее содержание в породе. Поскольку в изученных нами породах микроскопически были установлены примеси полевых шпатов, то результаты определений гидрослюда (см. табл. 2), должны рассматриваться как ориентировочные.

Таблица 2

Минеральный состав бокситовых пород

Проба	Содержание основных минералов в вес. %			
	каолинит	бемит	гидрослюда	минералы окислов и гидроокислов железа
26—1	50—51	32—33	5—6	5,0—5,5
26—2	65—66	10—11	4—5	14,3—15,0
26—3	76—78	7—8	4—5	5,3—5,8

Таким образом, как по внешнему виду, так и по структурным признакам и химическому и минералогическому составу изученные породы оказались весьма близкими к некоторым разновидностям бокситовых пород, встречающихся на Южном Тимане.

Обнаружение бокситовых пород в скв. Весляна-1 и парагенетически связанных с ними каолинитовых глин на Аныбской структуре, а также идентичность указанных разрезов с разрезами Тимшерского Пузлинского бокситоносного района указывает на более широкое по масштабам развитие бокситообразования в Тиманском регионе, чем это представлялось до настоящего времени.

Осадочное происхождение бокситовых и каолинитовых пород на западном склоне Тимана не вызывает сомнения и доказывается многими фактами (слоистость, обломочные структуры, приуроченность к терригенным отложениям и т. д.). Накопление их происходило, очевидно, за счет размыва и переотложения продуктов кор выветривания, которые

по-видимому, были широко развиты на Тимане. Состав обломков указывает на то, что размывались и переотлагались преимущественно каолиновые, а местами, возможно, и латеритные коры выветривания. Последние, судя по отсутствию кварца в бокситовых породах, развивались, очевидно, по бескварцевым или малокварцевым породам. Местонахождение областей сноса, вероятно, следует связывать с близлежащими положительными структурами древнего довизейского рельефа. К ним в первом приближении могут быть отнесены Синдорское, Ролчинское и другие поднятия, которые если и не являлись непосредственными источниками сноса, то, во всяком случае, контролировали процесс осадкообразования во время бокситонакопления.

Имеющиеся факты позволяют полагать, что образование бокситовых пород на западном склоне Тимана происходило в обстановке, близкой к той, которая имела место на его юго-восточном склоне в Тимшерско-Пузлинском районе.

В связи с этим можно ожидать, что участки, аналогичные Веслянскому, могут быть обнаружены и на других площадях западного склона Тимана. Значительный интерес в этом отношении, на наш взгляд, представляют юго-западный и западный склоны Очь-Пармского горста, где терригенная толща визе может быть вскрыта на небольшой глубине.

ЛИТЕРАТУРА

Грицаенко Г. С. и др. 1961. Электронная микроскопия минералов. Изд-во АН СССР.

Иванова В. П. 1961. Термограммы минералов. Зап. Всесоюзн. мин. о-ва, ч. 90, вып. I.

Вып.

слоя

свое

песч

пачк

жен

чень

обус

вани

пара

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ТРИАСА БАССЕЙНА р. Б. СЫНИ (ПЕЧОРСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ)

В. В. ХЛЫБОВ

Глинистые породы триаса на территории СССР физическими методами изучены очень слабо («Жутеева и Киреев, 1964; Котович и Шпокаускас, 1964 и др.), а по северо-востоку Европейской части СССР, где триас пользуется наибольшим распространением, опубликована лишь одна статья (Чалышев, Беляев, 1963). Последними авторами по результатам исследований термическим методом было установлено, что для глини индского яруса характерен монтмориллонитовый состав, а оленекского — каолинитовый.

Настоящая работа представляет собой первую попытку исследовать рентгеновским методом — дифрактометрией — глинистые породы разреза триасовых отложений Большесынинской впадины как наиболее полного для этого региона (Чалышев, Варюхина, 1966), с целью определения минерального состава*.

Триас Большесынинской впадины подразделяется на нижний, средний и верхний отделы, отложения которых существенно отличаются по литологическому составу. Нижняя половина нижнего триаса (индский ярус, фиг. 1) представлена красноватыми, реже зеленоватыми песчаными породами с прослоями (в низах) красных глин. Вышележащий нижнеоленекский подъярус сложен валуно-крупногалечными конгломератами и желтыми песчаниками с редкими маломощными прослоями типичных красноцветных глин. Венчает разрез нижнего триаса своеобразная пестроцветно-сероцветная толща переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин (верхнеоленекский подъярус).

Средний триас представлен внизу песчано-алеврито-глинистой пачкой, сменяющейся кверху песчаниками.

Верхний отдел триаса (нерасчлененные карнийско-норийские отложения) сложен сероцветными песчаными и глинистыми породами**.

Как видно из описания, глинистые породы в большинстве приурочены в верхнеоленекскому подъярису и низам среднего триаса, чем и обусловлено наибольшее количество взятых отсюда проб для исследований (см. фиг. 1).

Для рентгеновской съемки готовились ориентированные препараты глинистой фракции с размером частиц меньше 0,001 мм. Фрак-

* Образцы из коллекции В. И. Чалышева.

** Стратиграфия триаса этого района более детально описана В. И. Чалышевым (Чалышев, Варюхина, 1966).

ция выделялась Г. Н. Модяновой по методике, описанной Н. И. Горбуновым (1962).

Результаты исследований позволяют сделать вывод, что глины триаса в описываемом районе имеют полиминеральный состав. В них определены следующие глинистые минералы: гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, хлорит, смешаннослойные гидрослюда-монтмориллонит и диоктаэдрический хлорит-вермикулит.

Гидрослюда диагностируется по базальным рефлексам 10 кХ, 4,98 кХ, 3,33 кХ и 1,980 кХ, которые не исчезают и не меняют своего значения при насыщении препарата глицерином, при прокаливании до 550° в течение одного часа и при кипячении в разбавленной HCl. Рефлексы четкие и симметричные (за некоторым исключением, фиг. 2, б). Гидрослюда является постоянным компонентом всех триасовых глин, но в низах разреза (индский ярус, фиг. 2, д) ее количество резко убывает.

Каолинит диагностируется по базальным рефлексам 7,10—7,15 кХ и 3,56 кХ, которые исчезают при прокаливании образца до 550° в течение одного часа (фиг. 2, г). Наиболее широко распространен в песчано-конгломератовой пачке нижнеоленекского подъяруса, а также в верхнеоленекском подъярусе, в среднем и верхнем триасе. В индском ярусе каолинит не встречается.

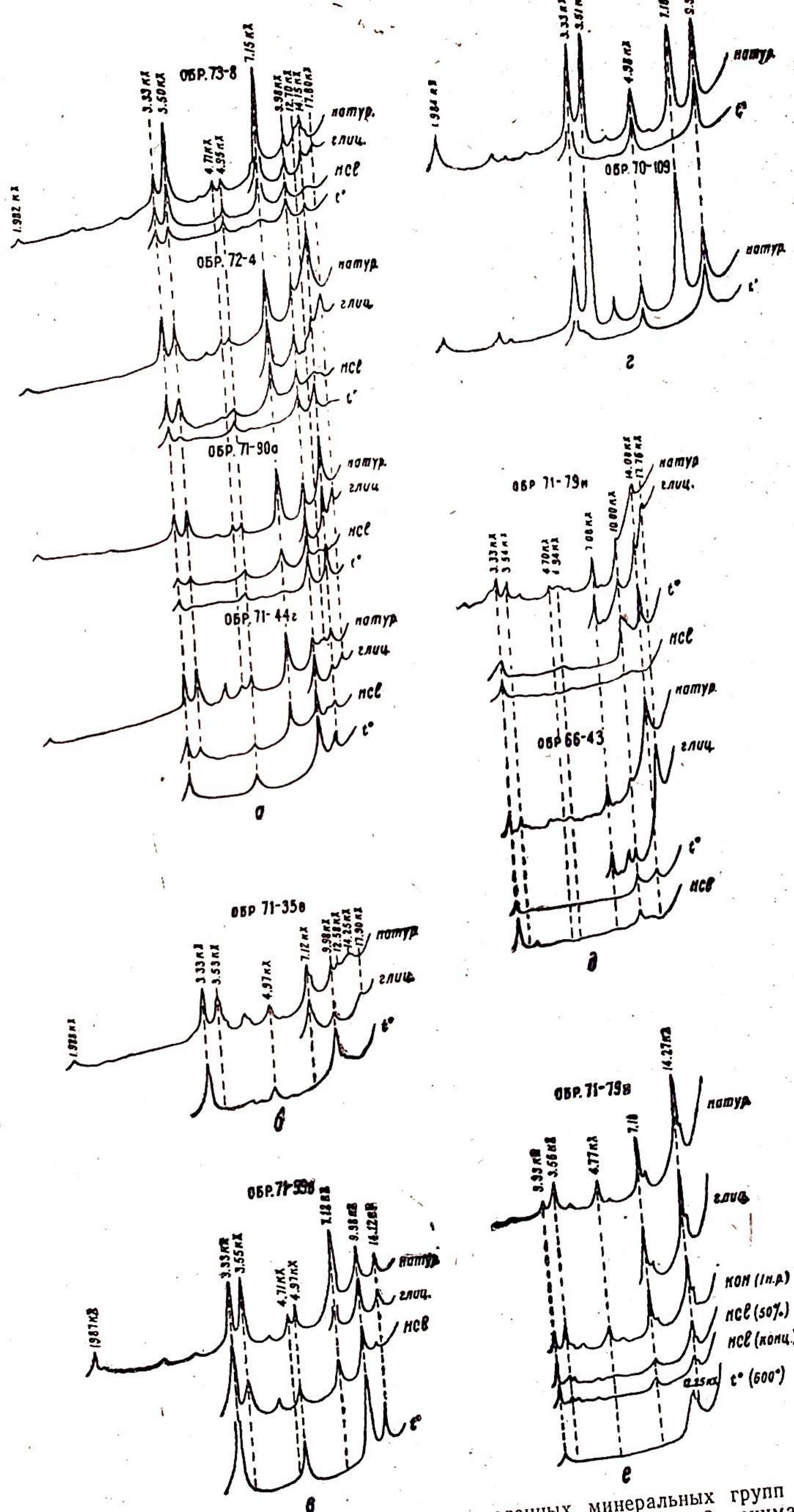
Монтмориллонит. Определяется по базальному рефлексу (001) равному 14, 16 кХ, который при насыщении препарата глицерином изменяет свое значение до 17,80 кХ, что, по мнению большинства исследователей, вполне достаточно для определения. Однако, следует заметить, что у некоторых исследуемых монтмориллонитов при прокаливании до 550° рефлекс (001) не смещается до 10 кХ (Бриндли, 1965), а исчезает почти нацело (см. фиг. 2, б). В отложениях индского яруса монтмориллонит является основным компонентом глинистой фракции (фиг. 1, д), хотя спорадически присутствует в породах по всему разрезу.

Смешаннослойный минерал типа гидрослюда-монтмориллонит определяется по слабо выраженному рефлексу, близкому к значению 12,65 кХ (см. фиг. 2, а, б, д), который смещается при насыщении препарата глицерином до 17,90 кХ.

Хлорит. Определение хлорита затруднено тем, что он встречается, во-первых, совместно с монтмориллонитом, имеющим одинаковое значение первого базального рефлекса, и с каолинитом, у которого, как известно, отражения (001) и (002) совпадают своими значениями с отражениями (002) и (004) хлорита; во-вторых, совместным присутствием своеобразного 14-ангстремового минерала, который дает характерную ему дифрактограмму (фиг. 2, е).

У последнего минерала значение (060)=1,500 кХ характеризует заполнение октаэдрического слоя катионами по диоктаэдрическому закону. Структура его не претерпевает сколько-нибудь заметных изменений после обработки препарата однонормальным раствором KOH; после кипячения в 50%, а затем в концентрированной HCl интенсивность рефлексов резко уменьшается. При прокаливании до 600° рефлекс (001) сокращается до 12,25 кХ, что не соответствует хлоритовой структуре. Аналогичный минерал из отложений триаса разреза р. Малого Аранца представляет собой, по заключению В. А. Дрица (устное сообщение), полностью разупорядоченное смешаннослойное образование типа алюминиевый хлорит-вермикулит.

Естественно, смеси таких минералов затрудняют диагностику триоктаэдрического хлорита, тем более, что для его определения методика, предложенная Г. В. Бриндли (1965), видимо, не всегда



Фиг. 2. Характерные дифрактограммы выделенных минеральных групп глин. Условия съемки для всех образцов одинаковые (обр. 71—79и, фиг. 2е, снимался на неотфильтрованном железном излучении), дифрактометр УРС-50И, медное отфильтрованное излучение, напряжение 40 кв, ток 8ма, вращение счетчика 1° в минуту, щели 0,5 : 0,5 : 0,25.
а — каолинит, гидрослюда, хлорит, монтмориллонит; б — монтмориллонит, каолинит, гидрослюда; в — гидрослюда, хлорит, каолинит; г — каолинит, гидрослюда; д — монтмориллонит, хлорит, гидрослюда; е — смешаннослойный алюминиевый диоктаэдрический хлорит-вермикулит.

приемлема. Так, обработка глинистой фракции теплой разбавленной HCl в большинстве случаев не приводит к разрушению решетки хлорита. Хлоритовые рефлексы исчезают только после кипячения препарата в 50% HCl. На аналогичные трудности в определении хлорита в глинах келловей Саратовского Поволжья указывает Б. К. Горцуев (1964).

Триоктаэдрический хлорит распространен по всему разрезу триаса, за исключением песчано-конгломератовой пачки нижнеоленекского подъяруса. Особенно определенно он диагностируется в верхах разреза (см. фиг. 2, а, в).

Диоктаэдрический хлорит-вермикулит встречен пока в нескольких образцах из верхнеоленекского подъяруса. В одном из них (описанном выше) глинистая фракция мономинеральная, что благоприятствовало изучению этого минерала, впервые встреченного на территории СССР. Дальнейшие рентгеноструктурные исследования его проводятся совместно в лабораториях минералогии Коми филиала АН СССР и минералогии осадочных пород ГИНа АН СССР и будут в ближайшее время опубликованы.

По сочетанию минералов, встреченных в глинах, их можно подразделить на следующие группы: 1) монтмориллонит-хлорит-каолинит-гидрослюдистую (см. фиг. 2, а); 2) монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистую (см. фиг. 2, б); 3) хлорит-каолинит-гидрослюдистую (см. фиг. 2, в); 4) каолинит-гидрослюдистую (см. фиг. 2, г); 5) монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистую (см. фиг. 2 д).

Замечена определенная закономерность в распределении выделенных минеральных групп глин по стратиграфическим подразделениям (см. фиг. 1). Первая минеральная группа встречается в верхнеоленекском подъярусе нижнего триаса, в среднем и верхнем триасе. Вторая и третья группы не выходят за пределы верхнеоленекского подъяруса, а глины четвертой группы характерны только для нижнеоленекского подъяруса. В индском ярусе нижнего триаса глины представлены пятой, существенно монтмориллонитовой группой.

Таким образом, рентгеновское изучение глинистых пород триаса позволило существенно уточнить их минеральный состав. Выявленная закономерность в распространении минеральных групп глин по стратиграфическим подразделениям допускает возможность применять рентгеновский метод для расчленения бедных фауной триасовых отложений Северного Приуралья, а также для их корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриндли Г. В. 1965. Хлоритовые минералы. В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Изд-во «Мир», М.
- Горбунов Н. И. 1962. Подготовка глин, почв и осадков водоемов к рентгенографическому анализу. Рентгенография минерального сырья, № 1.
- Горцуев Б. К. 1964. Глинистые минералы келловейских отложений северной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины. В сб.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Изд-во Саратов. ун-в.-та.
- Жутеева Д. С., Киреев Ф. А. 1964. Глинистые минералы нижнетриасовых отложений г. Богдо (Волгоградское Заволжье). В сб.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Изд-во Саратов. ун-в.-та.
- Котович В., Шпокаускас А. 1964. Некоторые данные о минеральном составе глинистой фракции триасовых отложений южной Литвы. Научные труды вузов Лит. ССР, Геология и география, III.
- Чалышев В. И., Беляев В. В. 1963. Глинистые породы верхней перми и триаса бассейна р. Бол. Сыни в Северном Приуралье. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 4.
- Чалышев В. И., Варюхина Л. М. 1966. Биостратиграфия триаса Печорской области. Изд-во «Наука». М.-Л.

ТЕРМОАНАЛИТИЧЕСКИЙ МЕТОД КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В БОКСИТАХ

В. В. БЕЛЯЕВ

Термический анализ при изучении минерального состава бокситов давно уже получил всеобщее признание. С его помощью можно не только установить присутствие тех или иных минералов в бокситах, но и сравнительно быстро определять их количество (Цветков, 1942, 1955; Иванова и Феодотьев, 1945 и др.).

В настоящей статье излагается опыт применения термического анализа при количественных определениях минералов в бокситах Южного Тимана. Наряду с этим производится оценка влияния отдельных примесей на результаты термоаналитических определений и разбираются общие вопросы количественного термического анализа.

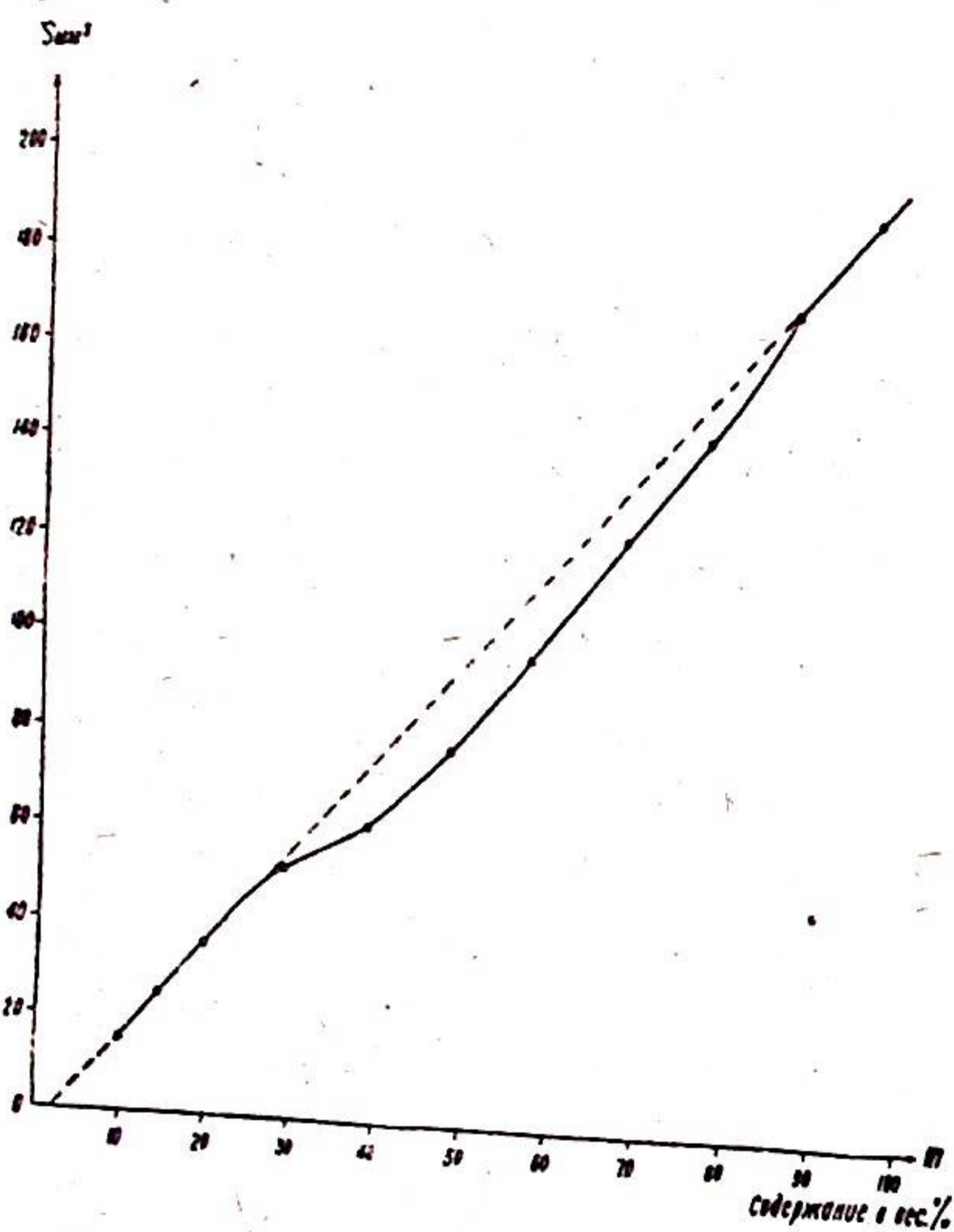
НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ТЕОРИИ И ПРАКТИКЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

К настоящему времени предложено несколько методов количественного термического анализа (Берг и Лаптев, 1941; Берг, 1952; Цветков, 1942, 1949, 1955; Иванова и Феодотьев, 1945; Сементовский, 1955, 1958; Пилоян, 1963; Laughlin, 1954, 1961; Carthew, 1955 и др.). Они основаны на использовании результатов дифференциально-термического (ДТА) и термовесового (ТВ) или иногда термогазоволюметрического методов. Последние два метода являются обычно вспомогательными, дополняющими данные, полученные по методу ДТА, и отдельно от него не применяются. Выделение разных вариантов количественного термического анализа производится поэтому исходя из особенностей применения метода ДТА. Классификация и возможности их достаточно подробно изложены в упомянутых работах Ю. В. Сементовского и Г. О. Пилояна. Общим для большинства методов, кроме метода компенсации эталона В. П. Ивановой и К. М. Феодотьева (1945), является то, что они исходят из сопоставления площадей термических эффектов минерала в исследуемой породе и в близких по составу к ней смесях с известным содержанием того же минерала.

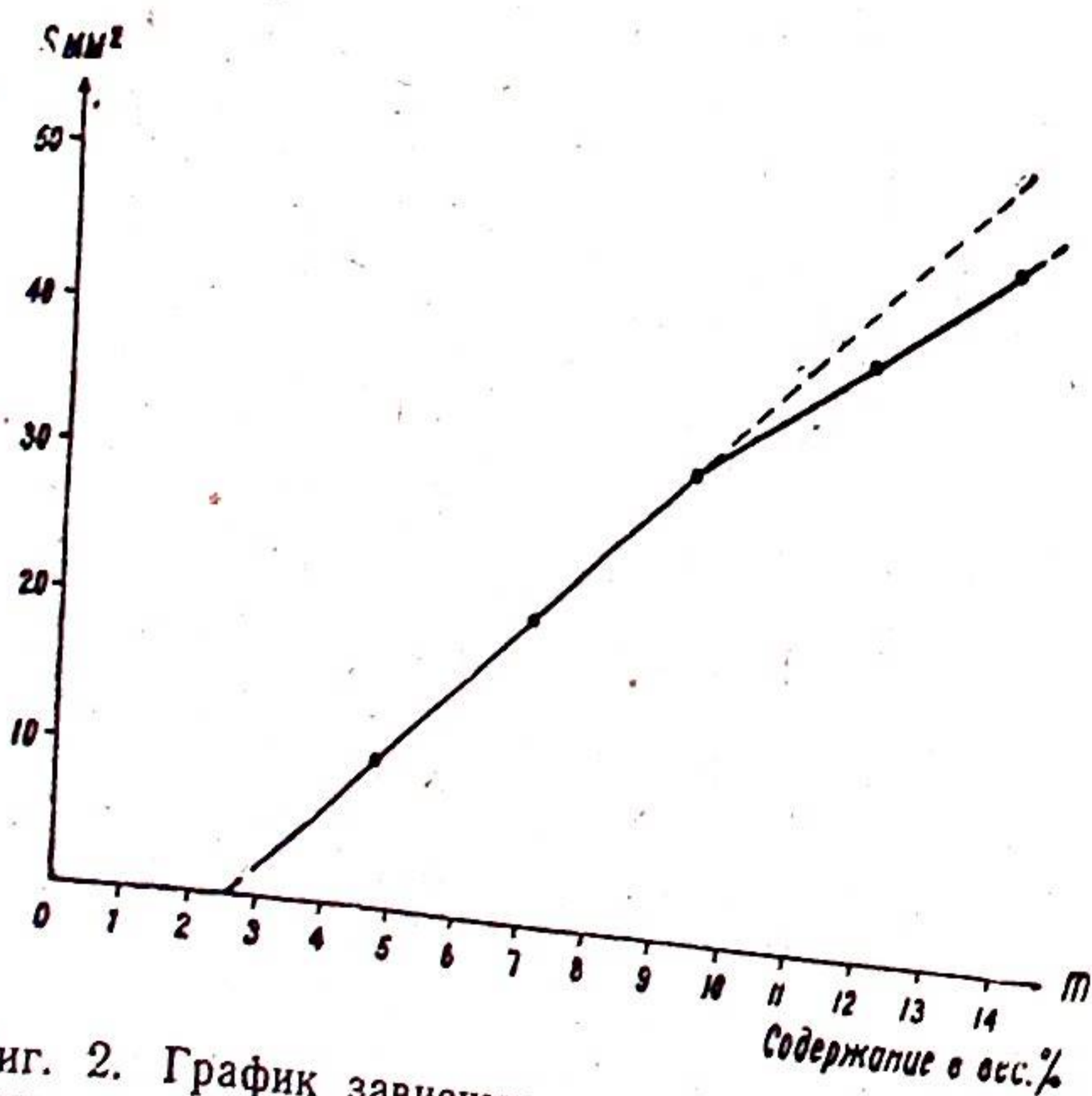
Количественные определения минералов при этом производились исходя из прямо пропорциональной зависимости между величиной площади термического эффекта и массой термоактивного минерала, или иначе по формуле: $S = k \cdot m$ (1), где S — площадь термического эффекта, m — масса минерала, k — коэффициент пропорциональности. Коэффициент K в формуле принимался за некую постоянную величину, а определения сводились к решению простого соотношения:

$m_2 = m_1 \frac{S_1}{S_2}$ (2), где m_1 и m_2 — массы минерала в контрольной и исследуемой смесях, S_1 и S_2 — площади термических эффектов, соответствующие этим массам.

С другой стороны, не раз уже высказывались мнения, отрицающие возможность прямых количественных определений по формуле (1) (Laughlin, 1954, 1961; Сементовский, 1955; Carthew, 1955; Пилоян, 1963 и др.). Экспериментальные исследования, проведенные с целью проверки этой формулы, показали, что коэффициент K в общем случае является величиной переменной, а сама рассматриваемая зависимость бо-



Фиг. 1. График зависимости между площадью экзотермического эффекта и массой каолинита для смесей каолинит — Al_2O_3 при обычной чувствительности записи термограмм.



Фиг. 2. График зависимости между площадью экзотермического эффекта и массой каолинита для смесей каолинит — Al_2O_3 при повышенной чувствительности записи термограмм.

лее сложной. Аналогичная работа по выяснению характера связи между площадью экзотермического эффекта каолинита и его массой была проведена и нами. Оказалось, что площадь термического эффекта (S) и масса минерала (m) прямой зависимостью связаны лишь тогда, когда содержание минерала в смеси составляет несколько или первые полтора-два десятка процентов или, наоборот, оно близко к 100% (фиг. 1).

Кроме того, было выяснено, что размеры прямолинейных и криволинейных участков графика зависят от условий опыта. Как нами уже сообщалось ранее (Беляев, 1967), существенное влияние на них оказывает чувствительность записи. Наглядной иллюстрацией к сказанному является график зависимости, полученный для того же экзотермического эффекта каолинита, но при повышенной чувствительности прибора (см. фиг. 2). Сопоставляя его с графиком, полученным при обычной чувствительности прибора (см. фиг. 1), можно заметить, что увеличение чувствительности записи приводит к значительному сокращению прямолинейного участка графика зависимости.

Таким образом, здесь скрывается возможность допущения ошибок, что не должно упускаться из вида при термоаналитических определениях.

Исходя из графика, представленного на фиг. 1, можно показать, что если бы содержание каолинита устанавливалось на основе прямолинейной зависимости между S и m , то ошибки в определениях только за счет такого допущения могли бы достигать до 5—6 абсолютных или 15—16 относительных процентов.

Из вышеизложенного следует, что;

1) зависимость между площадью термического эффекта (S) и массой минерала (m) в общем случае является более сложной, чем это принималось ранее;

2) количественные определения минералов, основанные на признании прямой зависимости между S и m в первом приближении могут производиться лишь при очень высоких и очень низких содержаниях минерала в породе;

3) методы, основанные на прямом использовании формул (1) и (2), исходя из неверных предпосылок, допускают возможность ошибок и поэтому не могут применяться для точных количественных определений минералов.

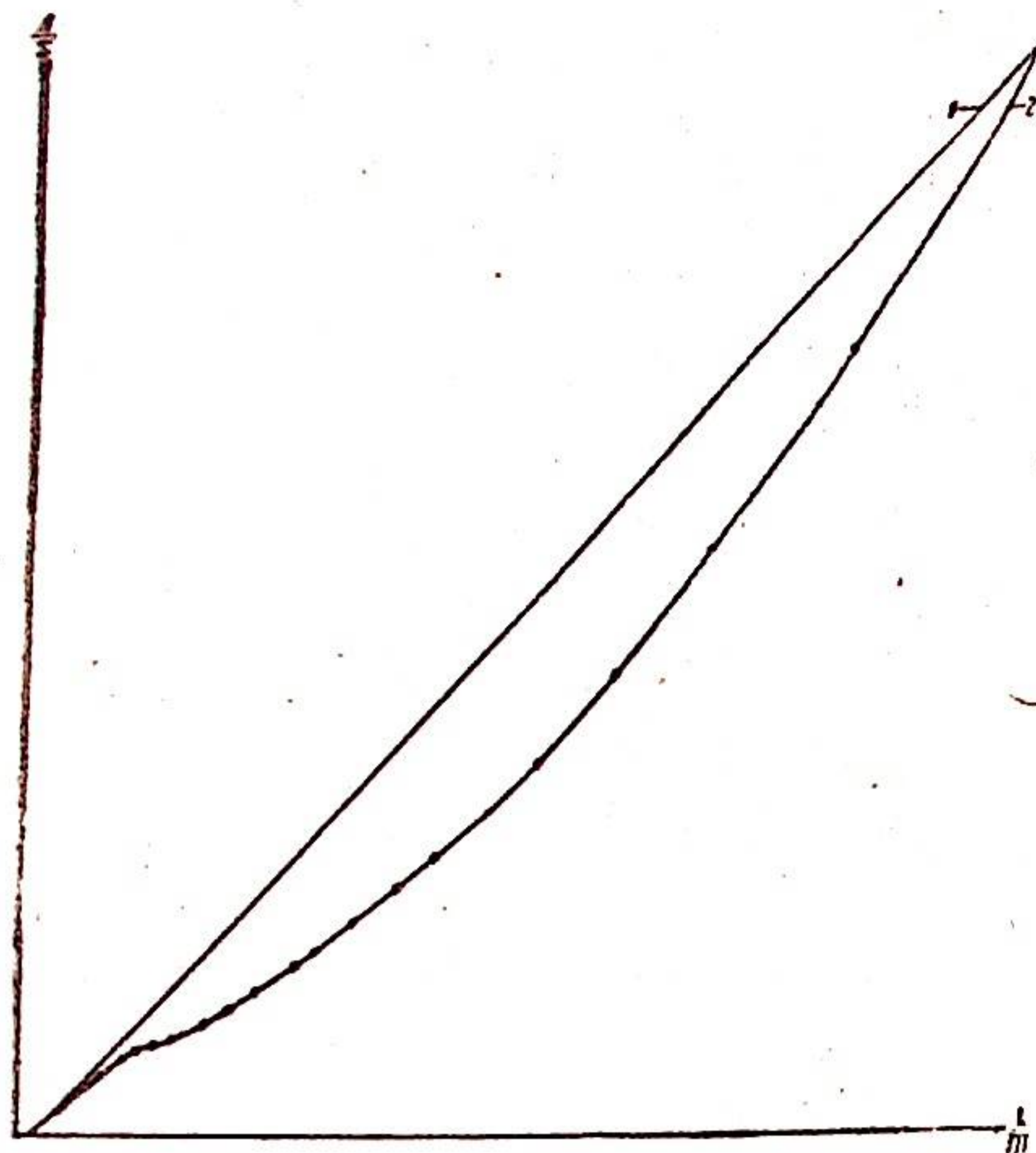
Следует указать еще на одну ошибку, допускаемую в связи с использованием формулы (1). В большинстве методических работ, посвященных количественному термическому анализу, приводятся графики, на которых кривая зависимости S — m исходит из начала координат. При этом почему-то не учитывается то, что не вся энергия, полученная в термопарах, идет на формирование термических эффектов. Какая-то часть ее неизбежно расходуется на преодоление инерции гальванометров, потери в подводных проводах и т. д. Следовательно, в принципе можно принять, что энергия от реакции какого-то определенного количества минерала тратится только на компенсацию этих потерь. Таким количеством минерала на графиках зависимости S — m будут отвечать нулевые значения площадей термических эффектов. Другими словами, кривая, выражающая зависимость между S и m пройдет не через начало координат, как это обычно изображается на графиках, а на некотором удалении от него, отсекая на оси содержания какой-то определенный отрезок.

В связи с этим интересные результаты могут быть получены при сопоставлении графиков, приведенных на фиг. 1 и 2. На том и другом графиках продолжения прямолинейных участков зависимости отсекают на оси содержания каолинита отрезок, равный 2,5%, что в переводе на весовое выражение соответствовало в опытах с применением УТА-1 3,75 мг. В другой серии опытов с регистрацией термограмм на установке АТВУ-9 величина этого отрезка отвечала несколько большему количеству минерала (графики не приводятся).

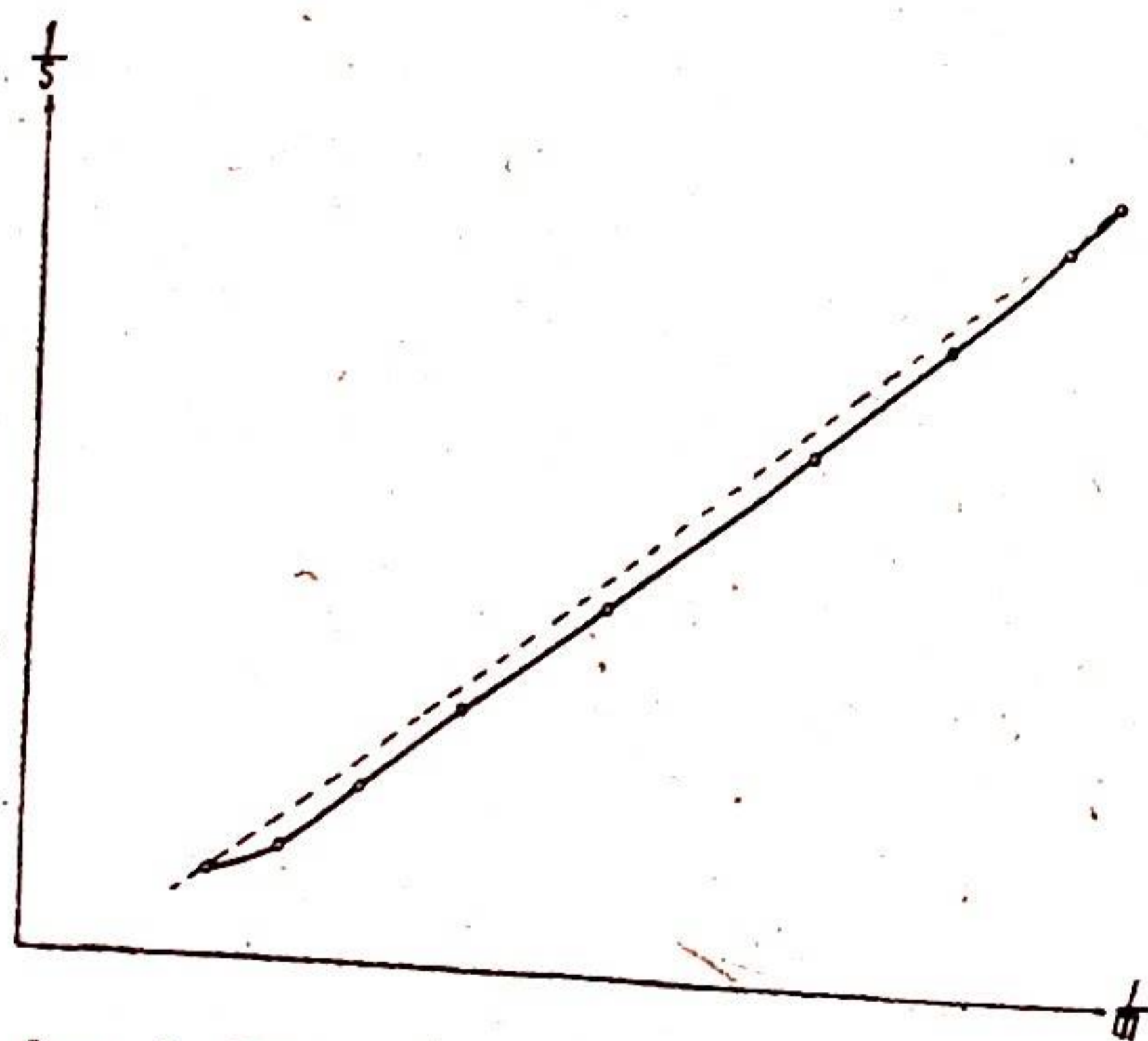
Примечательно то, что величина этого отрезка практически не зависит от чувствительности записи, регулируемой изменением сопротивлений в цепи дифференциальной термопары, и принимает значения, постоянные для каждой конкретной установки. Это значит, что величина данного отрезка представляет не что иное, как то предельное количество минерала, ниже которого в принятых экспериментальных условиях по этому эффекту он уже не может быть выявлен, как бы ни повышалась чувствительность записи термограмм. По сути дела она является порогом чувствительности прибора к данному минералу.

Понятно, что величина этого отрезка в весовом выражении будет тем меньше, чем термоактивнее исследуемый минерал, больше ЭДС термопар, меньше инерционность гальванометров и т. д.

Недоучет указанного факта при работе с малыми навесками мо-



Фиг. 3. График зависимости между обратными значениями площади экзотермического эффекта каолинита и его массы по данным графика 1.



Фиг. 4. Предполагаемый прямолинейный участок графика 3 при увел. 10.

жет привести к дополнительным ошибкам метода. При определении минералов, слабо активных в отношении термического анализа, эти ошибки могут быть весьма существенными.

Сравнительно недавно (Пилоян, 1963) была предложена новая формула для выражения зависимости между рассматриваемыми величинами:

$$\frac{1}{\Delta S} = A'' + B'' \cdot \frac{1}{m_1} \quad (3),$$

где ΔS — площадь термического эффекта, m_1 — масса термоактивного минерала, A'' и B'' — некоторые постоянные величины.

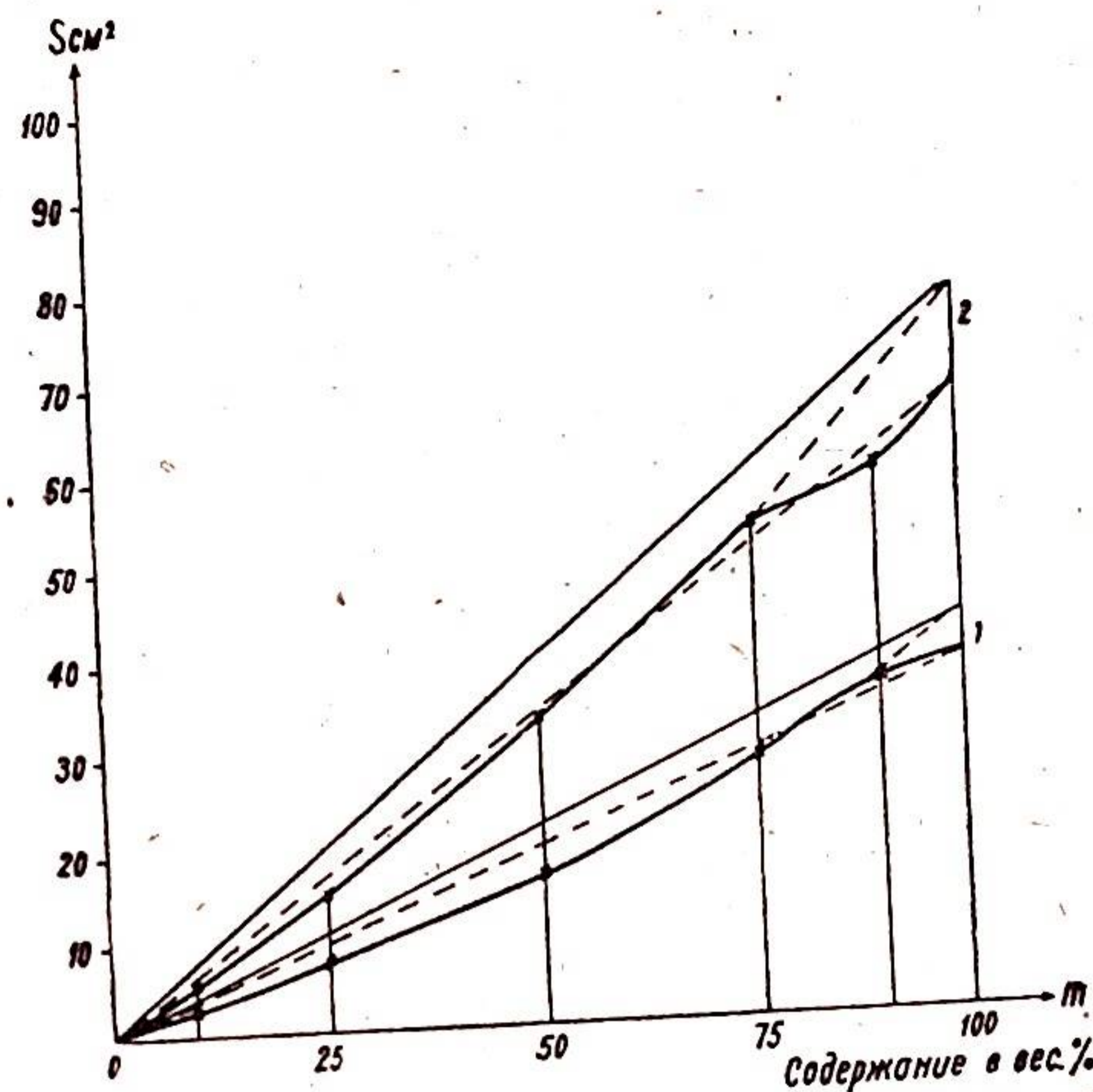
Из формулы (3) вытекает, что прямолинейная зависимость должна существовать не непосредственно между площадью термического эффекта и массой минерала, а между их обратными значениями.

Свой вывод о наличии прямолинейной зависимости между $\frac{1}{\Delta S}$ и $\frac{1}{m_1}$ автор подкрепляет несколькими графиками, которые якобы указывают на то, что экспериментальный материал различных исследователей хорошо укладывается в зависимости. Непонятно

на прямую в предложенной им форме, однако, каким образом из криволинейной зависимости между S и m может получиться прямая зависимость между их обратными значениями. Представляется, что теоретически так быть не должно. Имеющийся у нас экспериментальный материал в целом так же не согласуется с выводом о наличии прямой зависимости между $\frac{1}{\Delta S}$ и $\frac{1}{m_1}$. Так, на графике (фиг. 3), построенном по экспериментальным данным (фиг. 1), зависимость между обратными значениями S и m близка к прямой лишь на участке, соответствующем содержаниям от 40 до 100%. Однако, утверждать, что она на этом участке действительно прямолинейна, было бы неверно. Прямолинейный характер зависимости на нем только кажущийся, обусловленный мелким масштабом изображения данного интервала содержаний. Это подтверждается

фиг. 4, представляющей прямолинейную часть графика, изображенного на фиг. 3, при 10-кратном увеличении.

Обратимся в связи с этим к данным тех же исследователей, экспериментальный материал которых был использован автором цитируемой статьи. Возьмем к примеру графики зависимости $S - m$, приведенные в работе Ю. В. Семеновского (1955) для смесей гипс-шамот и каолинит-шамот (фиг. 5), и выразим их в новой форме зависимости, предложенной Г. О. Пилояном (фиг. 6). Полученные графики говорят сами за себя и пояснений не требуют. Нетрудно убедиться, что прямая зависи-



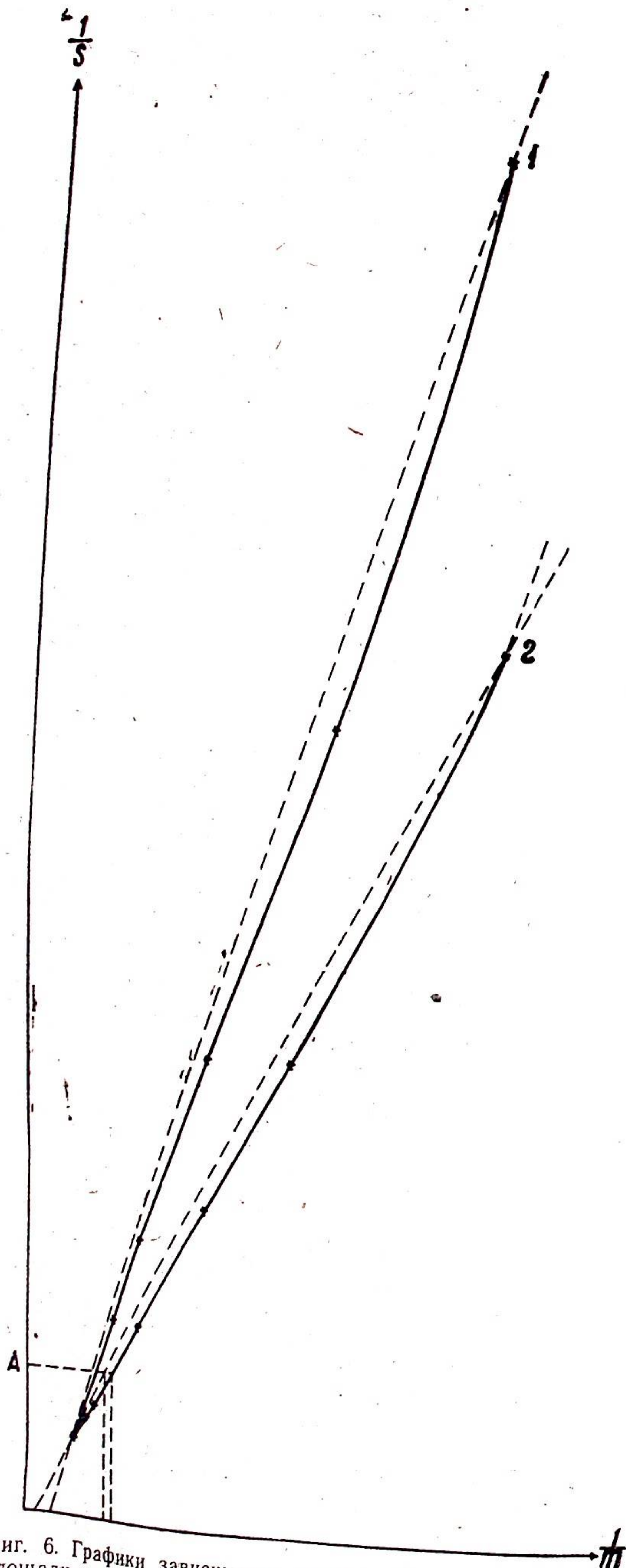
Фиг. 5. Графики зависимости между площадью термического эффекта и массой минерала. 1 — эндотермический эффект каолинита — масса каолинита в смесях с шамотом, 2 — термический эффект гипса — масса гипса в смесях с шамотом. (По данным Ю. В. Семеновского, 1955).

мость между $\frac{1}{S}$ и $\frac{1}{m}$ может иметь место только в том случае, если такая же зависимость существует между прямыми значениями S и m .

Попытаемся теперь оценить размеры ошибок, которые могли бы быть допущены, если бы определения минералов основывались на признании прямолинейной связи между $\frac{1}{S}$ и $\frac{1}{m}$. Воспользуемся с этой целью графиком, полученным для смесей гипс-шамот. Допустим, что величина обратной площади соответствует значению, обозначенному на графике буквой А (фиг. 6). Тогда данной величине $\frac{1}{S}$ на предполагаемой прямой будет отвечать значение $\frac{1}{m}$, равное 0,018, т. е. 55,5% массы. В то же время определения по действительно существующей зависимости дают величины, равные соответственно 0,02 и 50%. Иначе говоря, относительная погрешность определения за счет допущения прямой зависимости между $\frac{1}{S}$ и $\frac{1}{m}$ составляла бы 11%. Ошибка, как видим, немалая. К тому же практическая работа с использованием новой формы зависимости связана со значительными неудобствами, вызванными неравномерностью интервалов содержаний минералов на графике, необходимостью пересчетов и т. д.

Таким образом, приходим к выводу о том, что формула (3) выражает лишь теоретически возможную зависимость между обратными значениями площади эффекта и массы минерала и так же как формула (1) непригодна для прямых количественных определений минералов.

Рассмотренные здесь вопросы касались лишь тех методов количественного термического анализа, которые основаны на использовании зависимости между площадью эффекта и массой минерала. Наряду с ними предлагались методы, где вместо площади термического эффекта



Фиг. 6. Графики зависимости между обратными значениями площади термического эффекта и массы минерала, построенные по данным графика 5. 1 — каолинит-шамот, 2 — гипс-шамот.

га рекомендовалось использовать его амплитуду. На такой основе, в частности, построен метод компенсирующего эталона В. П. Ивановой и К. М. Феодотьева (1945). Применение этого метода требует знания не только качественного минерального состава породы, но и приблизительно содержаний определяемых минералов. Кроме того, он довольно трудоемок, так как связан с необходимостью применения двух дифференциальных термодар, двух различных эталонов и т. д. В связи с этим метод не получил широкого практического применения.

Из всего вышеизложенного можно заключить, что современное развитие количественной термографии не достигло еще того уровня, когда интересующие нас зависимости могли бы быть облечены в строгие математические формулы, поэтому при количественных определениях минералов в настоящее время пока целесообразнее руководствоваться экспериментально установленными зависимостями. Важно лишь, чтобы они как можно проще и достовернее выражали действительно существующие связи между рассматриваемыми величинами. Таким требованиям, по нашему мнению, лучше всего отвечает метод, известный в литературе под названием «метода калибровочной кривой» (Сементовский, 1955; Пилоян, 1963 и др.). Этот метод был использован нами для количественных определений каолинита в бокситах.

ОПИСАНИЕ МЕТОДИК ОПРЕДЕЛЕНИЯ КАОЛИНИТА, БЕМИТА И ГИББСИТА

Калибровочная кривая каолинита (фиг. 1) нами была получена с использованием серии искусственных смесей глуховецкого каолина с химически чистой Al_2O_3 (табл. 1).

Таблица 1
Стандартные смеси глуховецкого каолина с Al_2O_3 , вес в %

Глуховецкий каолин	2,5	5,0	7,5	10	15	20	30	40	50	60	70	80	90	95	100
Al_2O_3	97,5	95,0	92,5	90	85	80	70	60	50	40	30	20	10	5	0

Прежде чем глуховецкий каолин был принят за основу при составлении стандартов, он весьма тщательно исследовался с применением комплекса аналитических методов. Так, химический состав его (табл. 2) изучался в лабораториях Коми, Кольского и Карельского филиалов.

Таблица 2
Химический состав глуховецкого каолина

Учреждение, в котором производился анализ	Содержание в вес, %												Σ
	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	П.п.п.	
Коми филиал АН СССР . .	46,24	37,73	1,09	0,30	0,43	0,03	0,18	0,80	0,10	0,32	н/о	12,96	100,18
Карельский филиал .	46,71	36,94	0,85	0,84	0,20	—	0,19	0,63	0,15	0,10	н/о	13,59	99,57
Кольский филиал .	46,49	37,56	1,04	1,01	не опр.	—	0,13	0,65	0,13	0,31	0,25	14,01	101,33
Среднее из трех определений .	46,48	37,41	0,99	0,57	0,31	0,03	0,17	0,69	0,13	0,24	0,25	13,52	100,36

лалов АН СССР; рентгеновское изучение производилось с применением фото- и дифрактометрических методов в Коми (В. В. Хлыбов и И. В. Швецова) и Кольском (А. П. Денисов) филиалах; термическое и электронномикроскопическое исследования выполнялись автором.

Результаты изучения глуховецкого каолина рентгеновским и электронно-микроскопическим методами показали, что по степени совершенства кристаллической структуры и по форме и размерам частиц каолинит в нем довольно близок к каолиниту из бокситов Южного Тимана. Термический анализ подтвердил отсутствие термоактивных примесей.

Исходя из среднего химического состава с учетом данных других методов было определено, что содержание каолинита в глуховецком каолине составляет 94,6%. Остальные 5,4% падают на примеси. На основе установленного состава стандартные смеси глуховецкий каолин- Al_2O_3 (табл. 1) были пересчитаны на каолинит-инертное вещество (табл. 3).

Конечные смеси каолинит-инертное вещество

Таблица 3

Каолинит	2,36	4,73	7,09	9,46	14,19	18,92	27,38	37,84	47,30	56,77	65,23	75,75	85,25	89,62	94,60
Инертное вещество	97,64	95,27	92,91	90,54	85,81	81,08	72,62	62,16	52,70	43,23	33,72	24,25	14,75	10,38	5,40

Запись кривых ДТА смесей производилась на УТА-1 при следующих условиях: навеска стандартов — 150 мг; регулятор чувствительности гальванометра ΔT в положении «200»; скорость нагревания около 80 град/мин.; термопара — комбинированная, хромель — алюмелевая; эталон — прокаленная Al_2O_3 . Оказалось, что обычная чувствительность записи, являясь оптимальной для большинства возможных содержаний (10—100%) каолинита, недостаточна для четкой регистрации термических эффектов малых (менее 10%) его количеств. Возникла необходимость в построении двух калибровочных кривых: одну — для содержаний каолинита от 10 до 100% при вышеуказанных условиях, другую — для содержаний менее 10% при повышенных чувствительностях записи (в положении регулятора ΔT на делении «2»).

Имея эти две калибровочные кривые (см. фиг. 1 и 2), количественно каолинит может быть определен в интервале содержаний от 3 до 100%. Для этого достаточно измерить площадь его экзотермического эффекта на кривой ДТА породы и на соответствующей (по чувствительности) калибровочной кривой найти отвечающее ей содержание каолинита.

Как будет показано ниже, погрешности определения каолинита по данной методике при благоприятном составе породы (отсутствие «мешающих» термоактивных примесей) не превышают 2,5—3,0%.

Следует отметить, что точность определений во многом обуславливается тем, насколько строго соблюдаются те экспериментальные условия, при которых были получены калибровочные кривые. Особое внимание должно быть обращено на точность измерения площади термического эффекта. Тщательный замер ее особенно важен при малых содержаниях каолинита в породе, когда его экзотермический эффект выражен слабо. В своей работе площадь эффекта мы обычно замеряли дважды и пользовались ее средним арифметическим значением. В некоторых случаях определение минерала производилось по усредненной площади, замеренной на двух термограммах, полученных для одной и той же породы.

Методика количественного определения бемита с помощью термического анализа описывалась ранее А. И. Цветковым (1942, 1949). Со-

держания его в бокситах при отсутствии диаспора могут быть легко определены по его формуле ($Al_2O_3 \cdot nH_2O$), если известно количество воды, входящей в его структуру. Этот принцип принят и нами. В бокситах Южного Тимана, содержащих наряду с бемитом каолинит, правильное определение воды бемита по кривым изменения веса из-за совпадения интервалов дегидратации этих минералов становится невозможным. Кривая изменения веса в этом случае покажет лишь суммарную потерю воды от дегидратации бемита и каолинита. Следовательно, чтобы выяснить, какая доля из общей потери воды относится к бемиту, необходимо знать количество ее, выделившееся из каолинита. Последнее может быть установлено расчетным путем. Вначале по вышеописанной методике определяется содержание каолинита в породе. Затем исходя из него по формуле каолинита, рассчитывается содержание связанной с ним воды. Далее по разности устанавливается вода, обусловленная разложением бемита.

Содержание бемита по такой методике при отсутствии в бокситах кальцита, пирита, марказита и сидерита удается определить с точностью до 3%.

Количественные определения гиббсита в бокситах при отсутствии в них заметных количеств гидроокислов железа производились нами по величинам потерь веса, зарегистрированным на термовесовых кривых в интервале его дегидратации. Для определения процентного содержания гиббсита достаточно относимую к нему потерю веса умножить на расчетный коэффициент 2,88.

К сожалению, мы не располагали образцами бокситов с точно установленным минеральным составом, на которых можно было бы проверить результаты термоаналитических определений указанных минералов. Ввиду этого они сопоставляются с данными, полученными на основе пересчета химических анализов (табл. 4).

Предоставляем читателю самому сделать выводы, вытекающие из данной таблицы.

Таблица 4

Сопоставление результатов количественных определений глиноземсодержащих минералов*

Номер пробы	Порода	Содержание минералов в вес. %		
		каолинит	бемит	гиббсит
1736	Каолиновая порода сильно-пиритизированная	77,50	—	—
		79,50	—	—
4121	Бокситовая порода (аллит) серого цвета	61,80	16,70	3,60
		63,50	19,46	сл.
4223	Бокситовая порода (аллит) бобово-обломочная	49,50	35,0	2,0
		52,70	35,60	сл.
4122	Боксит светло-серый пелитоморфный	45,0	43,0	2,0
		47,50	42,20	сл.

* В числителе — содержание минералов по данным количественного термического анализа, в знаменателе — содержание минералов по данным пересчета химического анализа.

Номер пробы	Порода	Содержание минералов в вес %		
		каолинит	бемит	гиббсит
2039	Боксит светло-серый пелитоморфный, сильно-пиритизированный	30,25	50,78	—
		31,40	53,20	
4224	Боксит светло-серый сухаристый	23,0	61,75	—
		25,0	60,80	
4124	Боксит светло-серый	24,0	57,30	—
		26,90	58,0	
1468	Боксит светло-серый пелитоморфный	14,15	72,80	—
		14,13	74,0	
1415	Боксит светло-серый пелитоморфный слабопиритовый	5,5	81,46	—
		6,6	81,17	

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ТЕРМОАКТИВНЫХ ПРИМЕСЕЙ НА РЕЗУЛЬТАТЫ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Помимо вышеуказанных минералов в бокситах Южного Тимана в разных количествах встречаются пирит, марказит, кальцит, окислы и гидроокислы железа, редко — гидрослюда и сидерит (Орлова, 1960; Демина, 1965; Беляев, 1967 и др.).

Поскольку термические эффекты и потери веса, связанные с их разложением, происходят с перекрытием интервалов реакций определяемых минералов, то возникает необходимость в оценке масштабов влияния указанных примесей на результаты термоаналитических определений.

Пирит. Термоаналитическое поведение пирита в смесях и его влияние на результаты количественных определений минералов нами подробно изложены в другой статье (Беляев, 1968) и здесь не рассматриваются.

Карбонаты. Приводимые в литературе сведения (Цветков, 1955; Цветков и др., 1964; Теодорович и др., 1960; Тогенсе — Мартин, 1958 и др.) свидетельствуют о том, что в породах, содержащих карбонаты, между карбонатными и некарбонатными компонентами имеет место твердофазовое химическое взаимодействие, в которое вовлекаются иногда до десятков и более процентов массы анализируемого образца. Указывается, в частности, и на то, что такие же твердофазовые реакции происходят в смесях каолинита с кальцитом.

Так как методика количественного определения каолинита исходит из величины площади его экзотермического эффекта, то применение ее должно производиться с учетом указанного взаимодействия. Это важно еще и потому, что погрешности в определении каолинита в свою очередь обуславливают ошибки при расчете содержания бемита. Кроме того, вследствие более раннего начала разложения кальцита при твердофазовых реакциях не исключено некоторое наложение потерь веса от выделения CO_2 на процесс дегидратации бемита и каолинита, что также может исказить результаты определения бемита.

В связи с этим необходимо было выяснить, в какой мере примеси

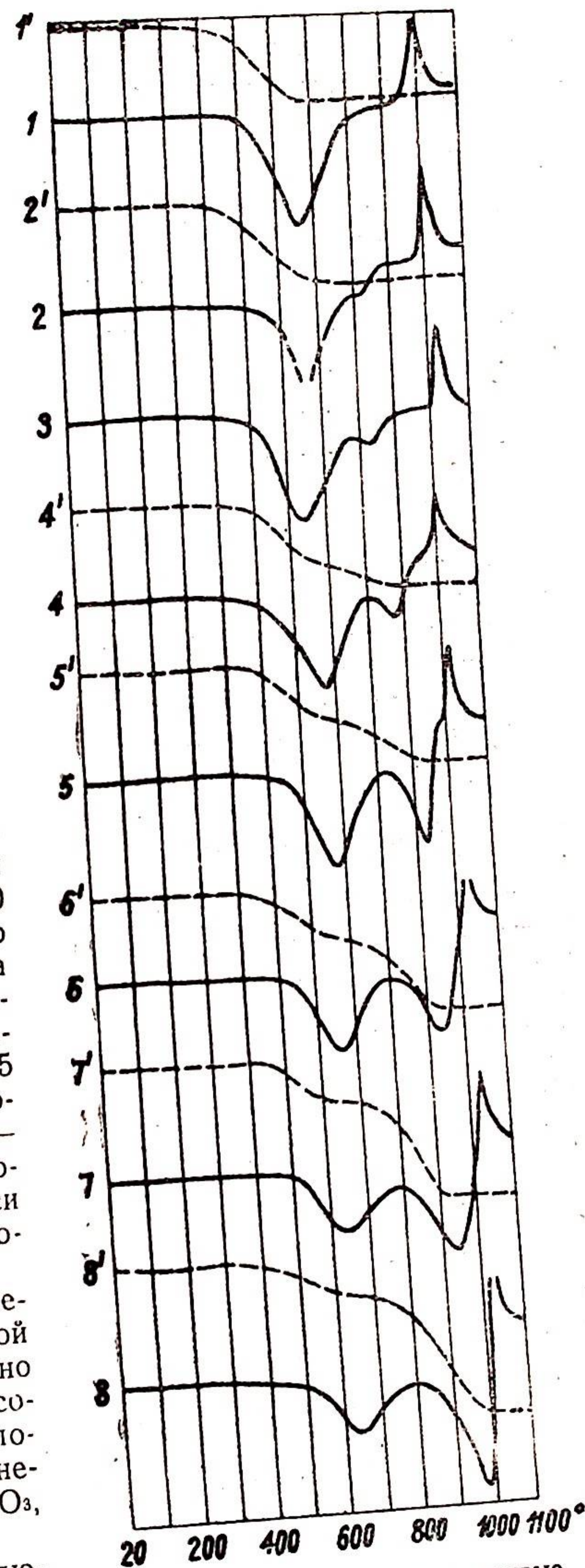
кальцита будут влиять на результаты термоаналитических определений каолинита и бемита. С этой целью нами были изучены различные смеси кальцита с каолинитом и кальцита с Al_2O_3 . Часть термограмм первой серии смесей приведена на фиг. 7. Данные по потерям веса сведены в табл. 5.

Полученный экспериментальный материал кратко может быть прокомментирован следующим образом:

1. Твердофазовые реакции между каолинитом и кальцитом действительно имеют место. Это подтверждалось уменьшением площади экзотермического эффекта каолинита на кривых нагревания этих смесей по сравнению с таковой на соответствующих (по содержанию каолинита) кривых нагревания смесей каолинита с Al_2O_3 . Так, площади экзотермического эффекта на кривых нагревания смесей каолин-кальцит и каолин- Al_2O_3 с соотношениями 90 : 10 и 95 : 5 составляли соответственно в первом случае 152 и 158 кв. мм, а во втором — 167 и 176 кв. мм. Разница площадей эффекта выражалась соответствующими величинами 15 и 18 кв. мм, что в переводе на содержание отвечало примерно 9—10% каолинита. Это значит, что около 9—10% содержащегося в смеси каолинита вступило в твердофазовую реакцию с кальцитом.

2. Диссоциация кальцита в смесях происходит при более низкой температуре, чем это свойственно для его чистых разностей. При содержании кальцита 2,5—5% разложение его, судя по кривым изменения веса смесей кальцита с Al_2O_3 , происходит уже начиная с 550°C .

3. Ступени потери веса, наблюдаемые на термовесовых кривых, не являются точным отражением этапов потери H_2O каолинитом и CO_2 кальцитом. Как видно из табл. 5, количества CO_2 и H_2O , определенные по кривым изменения веса в смесях с небольшими содержаниями кальцита, значительно отличаются от таковых, рассчитанных на основе формул. Количество CO_2 , установленное в этих смесях термовесовым методом, как правило, выше значений, полученных на основе теоретического состава кальцита. Завышение



Фиг. 7. Дифференциальные кривые нагревания и кривые изменения веса (пунктиром) смесей глуховецкого каолина с кальцитом.

1 — глуховецкий каолин, 2—8 — он же с добавками 2,5; 5; 10; 20; 30; 40; 50 вес.% кальцита соответственно.

Таблица 5
Сопоставление результатов термоаналитического определения CO_2 и H_2O с их теоретическими содержаниями в смесях каолинит-кальцит

Кальцит: Глуховец- кий каолин	Пересчитанные на кальцит: каолинит	Потеря CO_2 в вес. %		CO_2 эксп.- CO_2 расч.	Потеря H_2O + в вес. %		H_2O + эксп.- H_2O + расч.
		эксперим.	расчетн.		эксперим.	расчетн.	
2,5:97,5	2,5:92,24	1,71	1,10	+0,61	11,96	12,86	-0,90
10:90	10:85,16	5,07	4,40	+0,67	11,07	11,88	-0,81
20:80	20:75,70	8,95	8,80	+0,15	10,40	10,55	-0,15
30:70	30:66,20	13,20	13,20	—	9,0	9,23	-0,23
40:60	40:56,75	17,40	17,60	-0,20	7,87	7,91	-0,04
50:50	50:47,31	21,81	22,0	-0,19	6,45	6,60	-0,15

содержаний CO_2 , как можно понять из табл. 5, происходит в основном за счет воды каолинита.

Из вышеизложенного вытекает, что методы количественного определения каолинита и бемита в том виде, в каком они предложены выше, к кальцитсодержащим бокситам неприменимы. Количество их в таких породах термоаналитическими методами может быть установлено лишь после растворения кальцита. В литературе описано несколько способов удаления карбонатов (Залманзон, Шишова, 1950; Викулова и др. 1957; Берлин, 1962 и др.) Из них, пожалуй, только один метод (Залманзон, Шишова, 1950) гарантирует от возможного растворения некарбонатной части породы. Согласно ему обработка породы производится 5%-ным раствором HCl на холоду. Количество кислоты берется с таким расчетом, чтобы лишь нейтрализовать содержащийся в породе карбонат. Этот принцип использован и нами. Нерастворившийся остаток после обработки HCl подвергался количественному термическому анализу с определением каолинита и бемита. Затем с учетом растворившейся части результаты анализа пересчитывались на исходный состав породы.

Специальных экспериментов для выяснения масштабов влияния сидерита на результаты количественного определения глиноземсодержащих минералов нами не производилось. Известно, однако, что разложение его связано с изменением веса и происходит в температурном интервале ($500-750^\circ$), перекрывающем диапазон дегидратации бемита и каолинита. Расчеты показывают, что разложение 1% сидерита должно привести к уменьшению веса пробы на 0,31%. Иными словами, каждый процент сидерита при отнесении потери веса от его разложения к потере веса бемитом завышал бы результаты определения бемита на 2%. Исходя из этого, а также погрешности, допускаемой самой методикой (3—4%), прямое определение бемита в сидеритонесных бокситах возможно лишь тогда, когда содержание сидерита в них не превышает 2%. В остальных случаях для термоаналитического определения бемита необходимо заранее знать содержание сидерита в породе.

О влиянии примесей на определения гиббсита. Из минералов, термоаналитическая характеристика которых близка к гиббситовой, в южно-тиманских бокситах встречаются гетит, гидрогетит, гидрогематит, редко — лепидокрокит. Эти минералы приурочены, главным образом, к желто- и красно-бурым конгломератовидным разностям бокситов и аллитов, которые хотя и редко, но все же встречаются в месторождениях Тимана. Количественное определение гиббсита в таких породах представляет весьма сложную задачу.

В этих случаях содержание гиббсита в породе достоверно может

быть установлено лишь при совместной интерпретации данных химического и термического, а иногда и рентгеновского методов.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев В. В. 1967. О количественном определении глиноземсодержащих минералов в бокситах Южного Тимана с помощью термического анализа. Матер. II Коммунально-молодежной научной конференции (тезисы).
- Беляев В. В. 1968. К оценке влияния АН СССР, вып. 9.
- Берг Л. Г. и Лаптев Ф. Ф. 1941. К вопросу о применении метода кривых нагревания для количественной характеристики состава горных пород. Тр. МГРИ, т. 20.
- Берг Л. Г. 1952. Скоростной количественный фазовый анализ. Изд-во АН СССР.
- Берлин Т. С. 1962. Влияние некоторых реагентов на глины различного состава. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., т. 72.
- Викулова и др. 1957. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат.
- Демина В. Н. 1965. Изучение бокситовых залежей и подстилающих их пород на юго-восточном склоне Тиманского поднятия. Авторефераты сотрудников ИГЕМ за 1964 г.
- Залманзон Э. С. и Шишова Е. С. 1950. К методике выделения коллоидных фракций из карбонатных глин и илов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Иванова В. П. и Феодотьев К. М. 1945. О диагностике и количественном определении водных минералов методом термического анализа. Сов. геология, № 8.
- Орлова П. В., 1960. Закономерности размещения бокситоносных отложений в пределах Московской синеклизы. Минер. сырье, вып. 1.
- Пилюн Г. О. 1963. О количественном определении некоторых минералов в природных смесях при помощи ДТА. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Сементовский Ю. В. 1955. К методике количественных определений при термическом анализе. Тр. I-го совещ. по термографии. Изд-во АН СССР.
- Сементовский Ю. В. 1958. О зависимости между содержанием термоактивного вещества и площадью термографической записи. Тр. V совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР.
- Теодорович Г. И. и др. 1960. К термографии железистых карбонатов. Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 11.
- Цветков А. И. 1942. О количественном определении минералов в высокоглиноземистых породах Кызыл-Сая термическим методом. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 71, вып. 3—4.
- Цветков А. И. 1949. Введение в методику термоаналитических исследований. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, петрогр. серия, № 35, вып. 12.
- Цветков А. И. 1955. Опыт оценки количественного минерального состава некоторых типов высокоглиноземистых пород термоаналитическим методом. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрогр., № 45, вып. 157.
- Цветков А. И. и др. 1964. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. Изд-во «Наука».
- Carthew A. R. 1955. The quantitative estimation of kaolinite by DTA. Amer. Mineralogist, 40, № 1—2.
- Mc Laughlin R. I. W. 1954. Quantitative DTA. of soil, clays and silts. Amer. J. Sci., vol. 252, № 9.
- Mc Laughlin R. I. W. 1961. Effect of dilution on the Shape of differential thermal curves of kaolinite. Trans. Brit. Ceram. Soc. vol 60, № 3.
- Torrence-Martin R. 1958. Clay-carbonate-soluble salt interaction during differential thermal analysis. Amer. Mineralogist, 43, № 7—8.

О МЕТОДАХ КОРРЕЛЯЦИИ УДАЛЕННЫХ РАЗРЕЗОВ ПЕРМИ И ТРИАСА

В. И. ЧАЛЫШЕВ

Как известно, вся стратиграфия, начиная с палеозоя, базируется на этапности в эволюции организмов, поэтому и корреляция удаленных разрезов всех отложений считается достаточно обоснованной, если она производится с помощью палеонтологического метода.

Корреляция удаленных разрезов морских отложений с помощью палеонтологического метода осуществляется сравнительно просто — в большинстве случаев в сопоставляемых разрезах находят одни и те же или очень близкие остатки организмов.

Как показал В. В. Меннер (1962), палеонтологический метод вполне применим и для сопоставления морских отложений с континентальными. В этих случаях хорошим методом прямого сопоставления является спорово-пыльцевой анализ.

Корреляция удаленных разрезов континентальных отложений на основе «континентальных» палеонтологических остатков (наземные позвоночные, листовая флора, споры и пыльца и т. д.) также прочно вошла в практику стратиграфических исследований.

Корреляция отложений, лишенных палеонтологических остатков, в настоящее время производится с помощью многих литологических методов (минералогических, спектральных, химических и т. д.), а также геофизических. Однако, несмотря на широкое применение литологических методов корреляции, они редко принимаются всерьез и при составлении любых корреляционных схем литологические данные выпадают из сферы внимания стратиграфов, поэтому описания литологического состава во всех стратиграфических и корреляционных схемах всегда чрезвычайно скудны.

При изучении пермских и триасовых отложений Печорской области и при сопоставлениях их с таковыми же отложениями других регионов нами применялись многие методы как палеонтологические, так и литологические, поэтому представляет интерес рассмотреть некоторые из них с точки зрения применимости для стратиграфии и корреляции.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Наиболее распространенными палеонтологическими группами в изучаемых отложениях являются пелециподы, остракоды, филлоподы, позвоночные, листовая флора, споры и пыльца. Массовый материал был получен по спорам и пыльце и по листовой флоре, поэтому мы и рас-

смотрим значение только этих групп палеонтологических остатков для стратиграфии и корреляции.

Спорово-пыльцевой анализ нами применялся и для корреляции в пределах изученного региона и для сопоставления с другими в большей или меньшей степени удаленными районами.

Многолетний опыт широкого применения данных спорово-пыльцевого анализа, при постоянном контроле другими методами, привел нас к выводу, что метод спорово-пыльцевого анализа для корреляции удаленных разрезов пермских и триасовых отложений, для выделения стратиграфических подразделений и для определения их возраста оправдывает свое применение и вполне заслуживает той высокой оценки, которую дал ему В. В. Меннер (1962).

Следует, однако, отметить, что возможности спорово-пыльцевого метода не безграничны и получение надежных результатов с помощью его возможно только при соблюдении некоторых определенных условий.

Важнейшим условием является массовость материала, поступающего на спорово-пыльцевые исследования. Это необходимо и для того, чтобы получить достаточное количество мацераций со спорами и пыльцой (многие образцы оказываются пустыми) и для того, чтобы выводы базировались на возможно большем количестве определенных комплексов, а не на единичных спектрах. К сожалению, еще очень многие стратиграфы оперируют именно единичными комплексами, причем определенными в самом общем виде, поэтому выводы их нередко оказываются неверными, что только дискредитирует сам метод.

Использование единичных комплексов, особенно из новых районов опасно и потому, что состав спорово-пыльцевых комплексов зависит от фациальных особенностей отложений, из которых взят образец. Так, образцы из отложений, образовавшихся в субаэральных условиях (например, угли) или в прибрежной обстановке, как правило, содержат много спор, тогда как образцы из отложений, образовавшихся в более удаленной от берега части бассейна, зачастую содержат лишь пыльцу, нередко только наиболее транспортабельную, поэтому даже одновозрастные, но разнофациальные комплексы могут сильно отличаться друг от друга. Это всегда следует иметь в виду при сопоставлении отложений из разных фациальных зон. В таких случаях при сопоставлении имеет большее значение не соотношение между разными систематическими группами спор и пыльцы в комплексах, а присутствие одних и тех же характерных видов.

При прочих равных условиях состав спорово-пыльцевых комплексов зависит также от положения сопоставляемых разрезов относительно основных фитогеографических областей. Спорово-пыльцевые комплексы из разных областей могут сильно отличаться, хотя в отложениях, образовавшихся внутри одной области, они нередко близки даже в очень удаленных районах. Например, спорово-пыльцевые комплексы оленекских отложений из южных разрезов Печорского Приуралья более сходны с таковыми же комплексами г. Большое Богдо, чем с комплексами спор и пыльцы ближе находящегося разреза р. Хей-Яги (Чалышев и Варюхина, 1966а, 1966б, 1967). В таких случаях для сопоставлений также особую ценность имеют те или иные характерные виды, а соотношение между различными группами играет второстепенную роль.

Недостатки современного спорово-пыльцевого метода, как, впрочем, и всех других палеонтологических методов, сказываются иногда также при проведении границ по данным палеонтологического анализа. В непрерывных литологически однообразных разрезах границы между теми или иными стратиграфическими подразделениями зачастую рас-

пльвчаты вследствие того, что изменение состава спорово-пыльцевых комплексов происходит постепенно. Объективное однозначное проведение границ в таком случае затруднено и необходимо подтверждение другими данными.

При соблюдении указанных выше условий, с учетом основных особенностей, палинологический метод дает исключительно ценный палеонтологический материал для стратиграфии, для корреляции удаленных разрезов, а также для определения возраста тех или иных отложений. Особенно хорошие данные этот метод дает в комплексе с другими палеонтологическими или литологическими методами.

Другим массовым палеонтологическим материалом у нас были макроскопические остатки флоры. Но такие остатки флоры встречаются не во всех отложениях и не во всех районах и в этом отношении возможности листовой флоры, по сравнению со спорово-пыльцевым методом более ограничены. В тех же отложениях, где листовой флоры много, значение ее большое.

Практика применения листовой флоры для стратиграфии тех или иных отложений и для корреляции их разрезов уже давно доказала большое значение листовой флоры, а мнение о медленной эволюции растительного мира, как показал В. В. Меннер (1962), является предвидением и следствием того, что при изучении листовой флоры очень часто отсутствовали полные сборы. Опыт работы воркутинских палеонтологов и наш опыт вполне согласуются с этим мнением и говорят о том, что количество флоростратиграфических подразделений находится в прямой зависимости от детальности сборов растительных остатков. При этом растительные ассоциации того или иного стратиграфического подразделения довольно устойчивы, что дает возможность производить и корреляцию разрезов, даже сравнительно удаленных.

Несколько хуже дело обстоит с корреляцией по флоре разрезов очень удаленных районов, таких, например, как Кузбасс и Печорское Приуралье, Печорское Приуралье и Западная Европа, Ангарида и Гондвана и др.

При корреляции таких удаленных районов по листовой флоре часто случается, что в сопоставляемых несомненно разновозрастных отложениях общие формы либо вообще отсутствуют, либо их очень мало. Если сравниваемые районы были в разных фитогеографических областях, то это еще объяснимо, но бывает, что они находились в одной и той же области, а общих форм нет или их очень мало. Нам кажется, это является следствием того, что изучение флоры в разных районах почти всегда производится разными палеоботаниками, без непосредственного сравнения каменного материала. Сравнить же изучаемые формы с описанными зачастую бывает очень трудно либо из-за краткости описания, либо из-за некачественного изображения, либо из-за того и другого вместе. Следствием трудностей при сравнении изучаемых форм с описанными является выделение новых таксонов, и флористические комплексы сравниваемых районов по спискам оказываются разными. В основном, по-видимому, именно по этой причине так мало общих видов во флорах перми Печорского и Тунгусского бассейнов, хотя какую-то роль здесь играли также и провинциальные отличия.

Для сведений к минимуму ошибок, связанных с применением флоры для стратиграфии и корреляции, определения ее должны сопровождаться детальным изучением с монографическим описанием.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Из литологических методов нами широко применялся иммерсионный минералогический анализ. По мнению многих исследователей этот анализ дает хорошие результаты при корреляции разрезов, даже очень удаленных (Саркисян, 1949). Однако получение сопоставимых данных при современном разном в методике проведения анализа (Буцько и Тунцова, 1965) чаще всего возможно лишь в том случае, если обработка материала по сопоставляемым разрезам производилась по одной и той же методике, а определения минералов делались одним и тем же специалистом. Но даже при соблюдении указанных условий применять иммерсионный анализ для целей корреляции, особенно фашиально изменчивых отложений, следует крайне осторожно.

Сопоставление данных иммерсионного анализа из разновозрастных отложений вкострости простирания основных фашиальных зон показывает, что соотношение между различными минералами резко меняется. Недоучет этого приводил к тому, что по данным иммерсионного анализа в Печорской области верхи уфимских отложений Верхнепечорской впадины сопоставлялись с низами триаса Печорской депрессии.

Лучше обстоит дело в том случае, когда сопоставляются отложения, относящиеся примерно к одной и той же фашиальной зоне, однако и здесь возможны весьма существенные несовпадения. Примером такого несовпадения может служить корреляция верхов перми р. Адзвы с низами триаса более северных и более южных разрезов.

Таким образом, иммерсионный анализ для корреляции удаленных разрезов может применяться только в комплексе с другими методами.

Кроме иммерсионного анализа для стратиграфии и корреляции разрезов нами была предпринята попытка использовать термический анализ глинистых пород. Оказалось, что ряд выделяемых стратиграфических подразделений верхней перми и триаса имеют свой вполне определенный тип термоквивых и границы между отдельными стратиграфическими подразделениями могут быть отбиты по различиям в термоквивых (Чалышев и Беляев, 1963). Это дает возможность с успехом использовать термический анализ и для корреляции разрезов, причем не только близко расположенных, но и удаленных, ибо минеральный состав тех или иных глинистых отложений, являясь функцией климата, оказывается сравнительно выдержанным. Например, термоквивые глинистых пород индского яруса Печорской области оказались одного и того же типа во всех разрезах от р. Хей-Яги на севере до р. Подчерема на юге и от предгорьев Урала на востоке до восточного склона Среднего Тимана на западе (Чалышев, Мельникова и Беляев, 1965).

Таким образом, термический анализ вполне может быть принят на вооружение стратиграфов наравне с другими литологическими методами. При этом объективность данных термического анализа, его простота и высокая производительность приборов выдвигают этот анализ на одно из первых мест среди других литологических методов.

Кроме указанных методов, по ряду разрезов некоторых стратиграфических подразделений нами применялись также определения рН и Eh глинистых пород (Чалышев, Мельникова и Беляев, 1965). Судя по результатам, с точки зрения стратификации отложений и корреляции разрезов эти определения, особенно в комплексе с другими методами, вполне применимы.

Как выяснилось в процессе наших исследований, в отдельных стратиграфических подразделениях перми и триаса ряд литологических особенностей оказался выдерживающимся на большие расстояния. В совокупности эти особенности нередко настолько характерны

для того или иного стратиграфического подразделения, что позволяют уверенно коррелировать даже сравнительно удаленные разрезы. Так, например, в уфимском ярусе Верхнепечорской, Большесынинской и юга Косью-Роговской впадин, а также севера гряды Чернышева отмечаются прослойки характерных, чаще всего неслоистых серых и темно-серых известняков обычно с растительными остатками и часто с остатками позвоночных, которые ни в каких других стратиграфических подразделениях не встречаются. В песчаниках уфимского яруса указанных впадин нередко тонкие черные прослойки песчаника из зерен магнетита и ильменита, а также большое количество минералов тяжелой фракции, среди которых очень много эпидота. Почти во всех разрезах этих районов отмечается характерная пестроцветность красноцветных и зеленоцветных глинистых пород. Все эти литологические особенности в комплексе придают уфимскому ярусу указанных районов вполне определенный облик, который легко улавливается во многих разрезах.

Таким образом, общий облик уфимских отложений вдоль простирания фаций довольно устойчивый на расстоянии около 500 км, а отдельные характерные признаки, например, указанные выше известняки и пестроцветность, прослеживаются более чем на 600 км. Это позволяет по общему облику довольно уверенно сопоставлять удаленные разрезы уфимских отложений.

Еще более убедительным примером в этом отношении являются отложения индского яруса нижнего триаса. Целый комплекс характерных литологических особенностей этих отложений, таких как общий облик песчаников, наличие в них прослоек магнетит-ильменитовых песчаников, известково-песчаных конкреций, гальки, катунов и обломков красноцветных глинистых пород, большое количество минералов тяжелой фракции, среди которых много минералов группы эпидота, а также особый, характерный только для индских отложений тип красноцветности глин прослеживается в большинстве удаленных и сверхудаленных друг от друга разрезов от Пай-Хоя до Индера на расстоянии до 2300 км. Отдельные же характерные литологические особенности прослеживаются до Мангышлака на юге и до восточной Германии на западе на расстоянии около 3000 км.

Вполне определенные черты литологического сходства отмечаются и у отложений других стратиграфических подразделений перми и триаса в удаленных разрезах. Таким образом, сопоставление даже очень удаленных разрезов тех или иных стратиграфических подразделений перми и триаса по комплексу характерных особенностей может быть достаточно надежным.

В приведенных примерах отдельные литологические особенности являлись характерными для рассматриваемых стратиграфических подразделений и не встречались в смежных подразделениях, что делало эти особенности «особыми приметами», по которым рассматриваемые отложения сравнительно легко было узнать в других даже удаленных разрезах. А как обстоит дело, если нет таких особых примет? В этом отношении большой интерес представляет следующее обстоятельство.

Геолог, занимающийся более или менее продолжительное время изучением тех или иных отложений, при описании в поле, как правило, совершенно свободно узнает стратиграфические подразделения «без особых примет». В таких случаях сбор и определение палеонтологических остатков зачастую делается лишь для подтверждения того подразделения, какое было сделано геологом в поле. На этом, в значительной степени, основывается геологическая съемка. Мы узнаем стратиграфические подразделения, как узнаем того или иного знакомого, не обладающего особыми приметами, среди сотен других людей. Все это

свидетельствует о том, что даже стратиграфические подразделения без особых примет имеют свой, только им присущий облик, свое «лицо», что позволяет сопоставлять удаленные разрезы их и не менее надежно, чем с помощью других методов. По сути дела именно этим методом широко пользовался А. Н. Мазарович, скоррелировавший ряд стратиграфических подразделений перми и нижнего триаса в таких удаленных районах, как Общий Сырт, рр. Вятка, Ветлуга, Сев. Двина и др. Практика наших стратиграфических исследований перми и триаса Печорской области, М. А. Плотникова, исследовавшего верхнепермские отложения севера Русской платформы, Г. Н. Садовникова, сопоставлявшего удаленные разрезы триаса Тунгусского бассейна по комплексу литологических признаков, и ряда других исследователей вполне подтверждает сделанный вывод.

Таким образом, метод визуальной корреляции отложений, в той или иной степени давно применяемый всеми геологами, вправе называться методом. Вследствие этого он должен иметь все права, и выводы, полученные с помощью его, не должны игнорироваться, как это часто наблюдается в практике составления корреляционных схем, а литологические описания тех или иных стратиграфических подразделений в таких схемах должны быть более полными.

К сожалению, узнать то или иное стратиграфическое подразделение без особых примет возможно только в том случае, если геолог уже видел его раньше. Современные описания таких стратиграфических подразделений, как правило, не дают возможности узнать в разрезе стратиграфическое подразделение без особых примет тому исследователю, который не видел его раньше. Это свидетельствует о том, что наши описания стратиграфических подразделений несовершенны, в значительной степени субъективны и практически непригодны для целей корреляции. Это вызывает необходимость выработки методики таких описаний, по которым бы можно было составлять вполне определенный «словесный портрет» тех или иных стратиграфических подразделений, может быть, подобную той методике, которая применяется для создания словесных портретов людей в криминалистике.

Однозначные описания по такой общепринятой методике позволяют коррелировать удаленные разрезы отложений, даже не содержащие палеонтологические остатки, и в любом случае они будут очень существенным дополнением к палеонтологической характеристике. Такие описания откроют широкие перспективы также для использования электронно-вычислительных машин в целях корреляции удаленных разрезов.

Вполне понятно, что выработка методики однозначных описаний дело очень сложное. На это потребуется не один десяток лет и усилия не одного десятка исследователей. Тем не менее уже сейчас следует работать в этом направлении.

Главнейшей задачей такой методики является упорядочение терминологии, применяемой при описании, а также выработка обязательных правил описания осадочных пород. Все это будет способствовать сведению к минимуму субъективных оценок тех или иных признаков описываемых отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Буцько Т. Н., Тунцова И. В. 1965. Методика иммерсионного анализа для корреляции геологических разрезов. Матер. IX совещ. работников лабораторий геолог. организаций, вып. 9. М.
- Меннер В. В. 1962. Биостратиграфические сопоставления морских и континентальных свит. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 65.

- Саркисян С. Г. 1949. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. Изд-во АН СССР. М.-Л.
- Чалышев В. И., Беляев В. В. 1963. Глинистые породы верхней перми и триаса р. Большой Сыны в Северном Приуралье. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 4.
- Чалышев В. И., Варюхина Л. М. 1966а. Биостратиграфия триаса Печорской области. Изд-во «Наука». М.-Л.
- Чалышев В. И. и Варюхина Л. М., 1966б. Некоторые закономерности в изменениях пермских флористических комплексов Северного Приуралья в зависимости от климата. Тр. VIII сессии Всесоюзн. палеонт. о-ва. Изд-во «Недра». М.
- Чалышев В. И. и Варюхина Л. М. 1967. О развитии триасовых флористических комплексов Северного Приуралья. Тр. IX сессии Всесоюзн. палеонт. о-ва. Изд-во «Недра». М.
- Чалышев В. И., Мельникова Е. М., Беляев В. В. 1965. Минералогические особенности бызовской свиты Северного Приуралья. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 5.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

КЛАССИФИКАЦИЯ РИТМОВ (ЦИКЛОВ) ПО МОЩНОСТИ

В. И. Чалышев

В современной геологической литературе слова «ритмы», «циклы» стали едва ли не самыми распространенными. Часто они употребляются и в сочетании с такими словами, определяющими не только генетическую соподчиненность, но и в какой-то степени их величину, как «макро», «мезо» и т. д. Количественные понятия, вкладываемые в последние слова, совершенно неопределенные. По-видимому, настало время как-то упорядочить применение этих терминов и приступить к созданию классификации ритмов (циклов) по мощности.

Как известно, мощности ритмов (циклов) бывают самые разнообразные: от долей сантиметра (ритмы лепточных глин) до нескольких сот метров (крупные седиментационные ритмы). При этом встречаются ритмы всех мощностей между указанными пределами, и по этому признаку ритмы образуют один непрерывный ряд. Вследствие этого всякая классификация ритмов по мощности может быть лишь условной, подобно гранулометрической классификации, и так же как в последней в ней не учитываются никакие генетические особенности ритмов. Но несмотря на условность, необходимость такой классификации, хотя бы для удобства описания, совершенно очевидна (табл.).

Классификация ритмов по мощности

Таблица

Название ритмов	Краткая характеристика	Мощность в м
Гиганторитмы.	Ритмы чрезвычайно большой мощности.	> 100
Мегаритмы.	Ритмы очень большой мощности.	10—100 Крупные 50—100 Средние 25—50 Мелкие 10—25
Макроритмы.	Ритмы большой мощности.	1—10 Крупные 5—10 Средние 2,5—5,0 Мелкие 1,0—2,5
Мезоритмы.	Ритмы средней мощности.	0,1—1,0 Крупные 0,5—1,0 Средние 0,25—0,50 Мелкие 0,10—0,25

Название ритмов	Краткая характеристика	Мощность в м
Олигоритмы.	Ритмы малой мощности.	0,01—0,10
		Крупные 0,05—0,10
		Средние 0,025—0,050
		Мелкие 0,010—0,025
Микроритмы.	Ритмы очень малой мощности.	< 0,01

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ р. БОЛЬШОЙ НАДОТЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. И. Елисеев

На южном склоне горы Олыся (р. Б. Надота, приток Лемвы) выходят своеобразные известняки, разрозненные выходы которых часто в виде башен высотой до 20 м, тянутся на расстоянии около километра. Пластовая отдельность в них не выражена, и залегание пород определить не удастся. Известняки серые или светло-серые, на поверхности сильно трещиноватые и покрыты белым мучнистым налетом, что мешает наблюдать текстурные и структурные особенности пород. Часто встречаются известняки обломочной структуры, где обломки, как и цемент, представлены серыми известняками и имеют размеры до 1—2 см. Под микроскопом различаются еще несколько разновидностей известняков: биогермные, детритовые и оолитовые. Наиболее распространенными среди них являются водорослево-биогермные известняки. Детритовые известняки имеют перекристаллизованный и местами крустификационный цемент. Оолитовые известняки состоят из оолитов размерами 0,5—0,7 мм и также сильно перекристаллизованы. Характерно, что все известняки чистые (CaO — 54—55%, нерастворимый остаток — 0,15—0,45%).

Комплекс фауны в этих известняках довольно своеобразный, отличающийся от комплекса фауны одновозрастных отложений других районов западного склона Северного и Приполярного Урала. В них почти полностью отсутствуют фораминиферы, но зато макрофауна разнообразна: брахиоподы, гониатиты, а также гастроподы, наутилиды, мшанки. Из брахиопод Н. В. Калашниковым определены (сборы А. И. Першиной и автора): *Goniophoria monstrosa* (Schuch. et Le Vene), *Janischewskiella angulata* (L.), *Krotovia spinulosa* (Sow.), *Striatifera angusta* (Jan.), *S. striata* (Fisch.), *Schizophoria resupinata* (Mart.). Гониатиты, определенные М. Ф. Богословской, включают: *Goniatites creniflactus* M. Bogosl., *G. shimanskyi* M. Bogosl., *Girtyoceras* sp., *Praedaralites* sp. (Автор благодарен указанным товарищам за определение фауны).

Насколько известно, Б. Надота — единственный участок в Елецкой структурно-фациальной зоне, где найдены верхневизейские гониатиты. Гониатиты, о которых упоминает А. П. Ротай (1963, стр. 444), не указывая их точного местоположения, собраны С. Н. Волковым, скорее всего, в этом же разрезе.

Комплекс отмеченных брахиопод, по мнению Н. В. Калашникова, имеет много общего с фауной брахиопод р. Шартымки (Ю. Урал). Сообщество всей фауны также указывает на генетическую близость верхневизейских отложений этих двух разрезов. По мнению А. Д. Миклухо-Маклая и Р. В. Соломиной (1955), известняки р. Шартымки являются рифовыми. Рифогенный характер имеют, по-видимому, и верх-

невизейские известняки горы Олыся на Б. Надоте. Об этом, кроме специфического комплекса фауны, свидетельствуют такие факты, как отсутствие пластовой отдельности в породах, структурные особенности известняков, особенно широкое развитие среди них биогермных, разновидностей. Предполагаемый рифогенный массив Б. Надоты находится на границе Елецкой и Лемвинской структурно-фациальных зон.

ЛИТЕРАТУРА

- Миклухо-Маклай А. Д. и Соломина Р. В. 1955. Новые данные по стратиграфии карбона бассейна р. Шартымки (Ю. Урал) Докл. АН СССР, т. 101, № 6.
Ротай А. П. 1963. Каменноугольные отложения Печорского бассейна. Геология СССР, т. 2, ч. I, М.

НАХОДКА БАРИТА В НИЖНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Р. Г. Тимонина

В литературе имеются упоминания о присутствии барита в нижнетриасовых отложениях рр. Выми, Вычегды, близ устья Сысолы, Камы, ниже устья р. Косы (Люткевич, 1936, 1962). А. И. Вала (1956) указывает на находку барита в ветлужской серии Польско-Литовской синеклизы. В триасовых отложениях Предуральского прогиба барит до сих пор не отмечался.

В 1966 г. барит был встречен в фосфоритовой конкреции из красноцветных аргиллитов низов пачки 3 обн. 196 нижнеоленецкого подъяруса р. Хей-Яги (Чалышев, Варюхина, 1966, рис. 3).

Располагаются фосфоритовые конкреции в виде отдельных включений, форма их чаще всего неправильная, величина от 1—2 до 10—15 см, цвет конкреций красновато-фиолетовый, буроватый (Чалышев, 1964). Под микроскопом баритсодержащий фосфорит* представляет карбонатно-глинисто-фосфатную массу, трещинки в которой выполнены баритом.

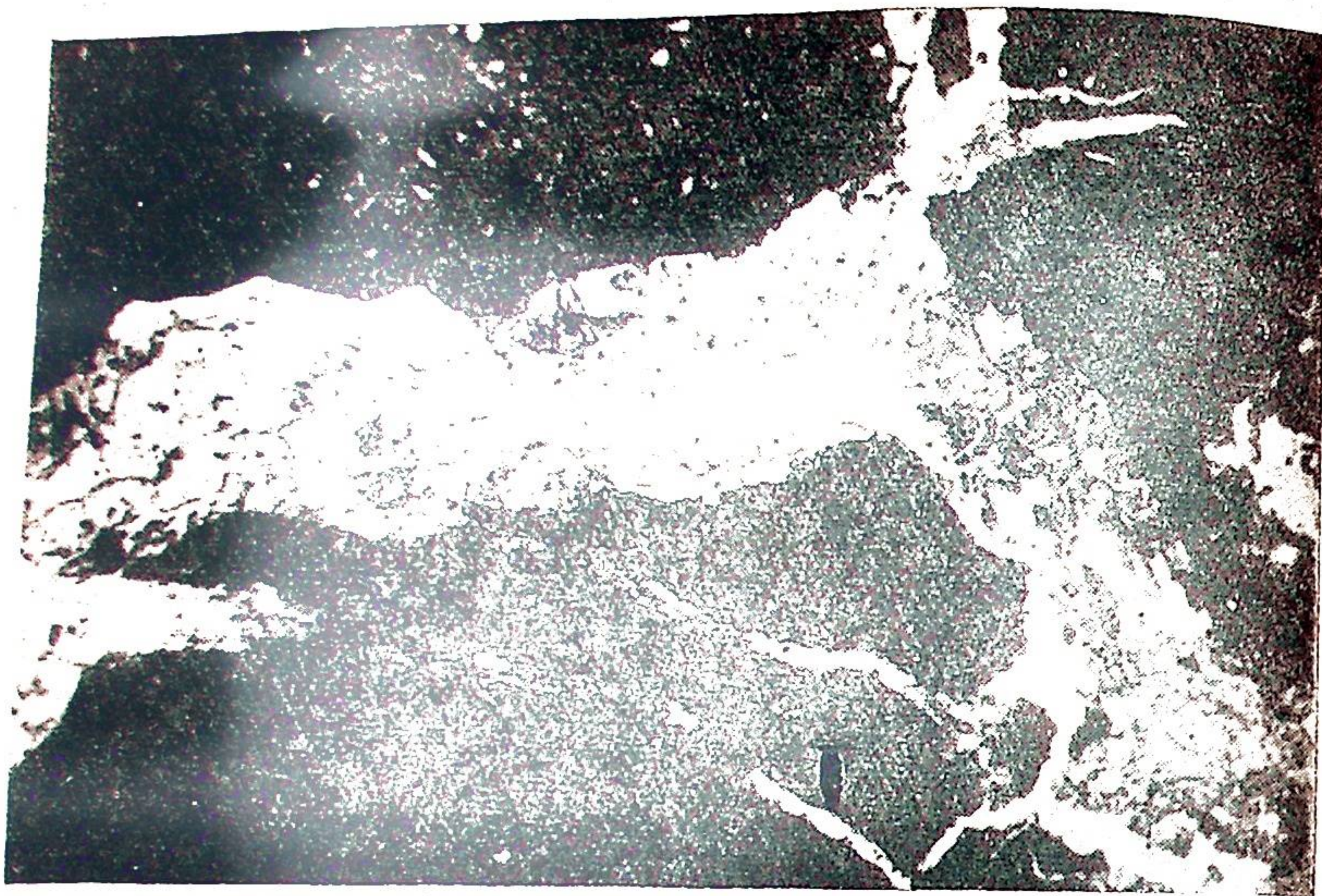
Размер трещинок не превышает 1—2 мм в поперечнике и 5—8 мм в длину. Барит в них образует неправильной формы зерна и лишь изредка наблюдаются таблитчатые кристаллы размером 1×0,5 мм. В этих кристаллах четко выражена спайность по (001), с направлением которой совпадает n_g (фиг. 1). Перпендикулярно ей располагается спайность в виде штрихов. Наблюдаются в шлифе и разрезы со спайностью по призме. Показатели преломления, замеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: $n_g=1,648$, $n_m=1,640$, $n_p=1,636$ (точность замеров $\pm 0,002$). Минерал двуосный, положительный. Угасание относительно совершенной спайности — прямое.

Описанная находка значительно расширяет область распространения барита в нижнетриасовых отложениях северо-востока Европейской части СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Вала А. И. 1956. Нижнетриасовые и верхнепермские пестроцветы Литвы. Тр. Всес. совещ. по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы.

* Образцы В. И. Чалышева.



Фиг. 1. Трещина в фосфорите (темное), выполненная баритом (светлое): а — увел. 70, б — увел. 260.

В. А. Чермных и В. А. Буканова

Изучение микроскопического строения и текстурных особенностей черных, часто пористых пород визейского и намюрского ярусов, относившихся прежними исследователями к «рыхлым углеподобным сланцам» (А. К. Крылова, 1962), показало, что они имеют вулканогенное происхождение.

Лавовые брекчии встречены в обн. 38 (рис. 1), где они подстилаются серыми битуминозными известняками намюра и покрываются отложениями среднего карбона.

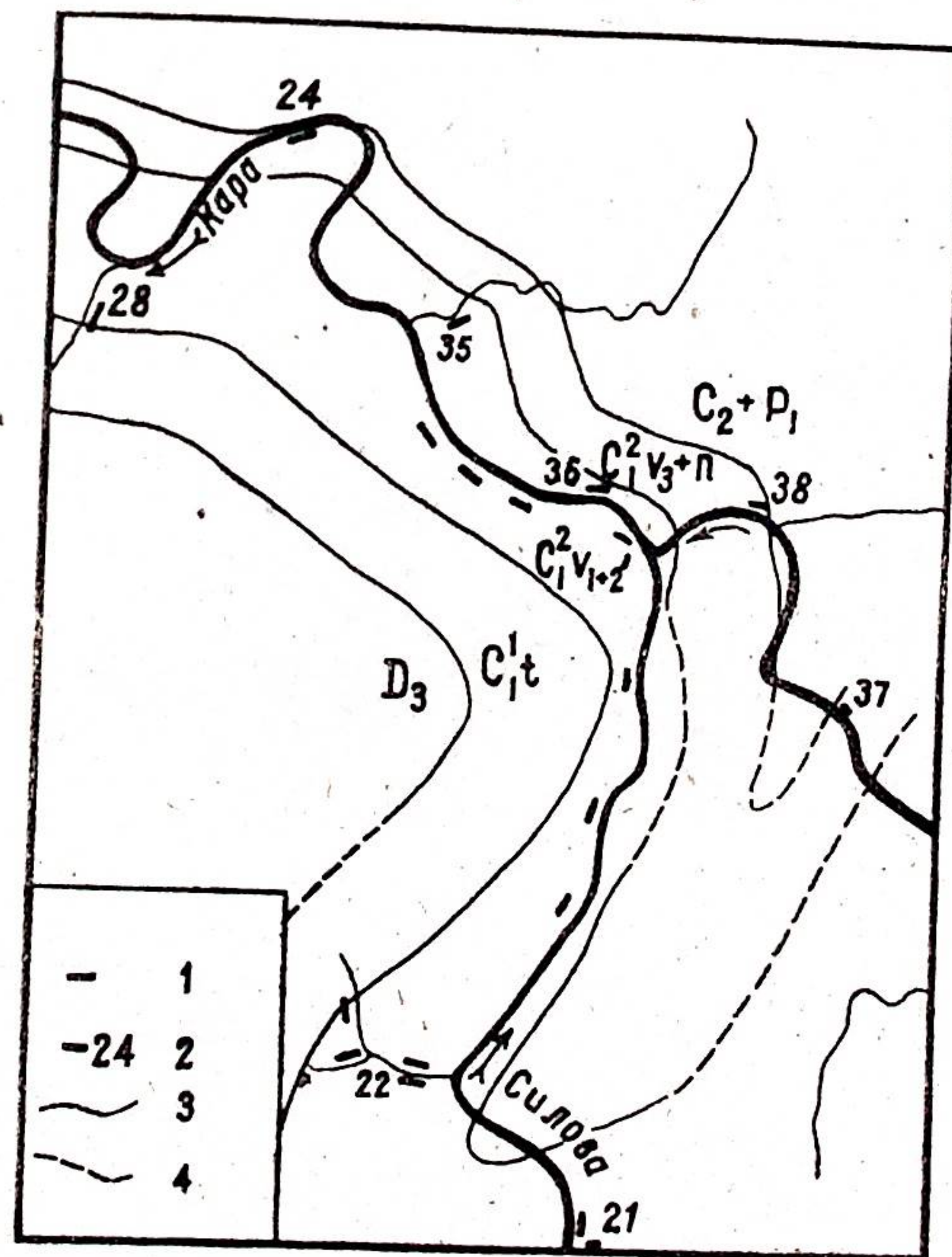
Брекчии имеют черный или темно-серый цвет. Текстура их массивная, иногда миндалекаменная или шлаковая. В обнажении образуют слоистую толщу мощностью в 15—17 м.

Микроскопические исследования показывают, что порода состоит из обломков раскристаллизованного вулканического стекла, сцементированных тем же материалом. Количество обломков составляет 70—80% объема породы, распределение их в породе равномерное. Размеры обломков колеблются от 0,01 до 1,5 мм, форма неправильная. Границы между обломками и цементирующей массой нечеткие и видны лишь в проходящем свете. В порфирированных зонах на фоне раскристаллизованной массы выделяются удлиненно-таблитчатые кристаллы полевого шпата, которые составляют около 5% всей массы породы. Реликтовая структура основной массы витрофирированная. Вторичные структуры, возникшие при изменении стекла, — микрофельзитовая и микрогранобластовая.

Вторичные минералы — гидроокислы железа и карбонат приурочены главным образом к пустотам и миндалинам.

Шлакоподобные пухыристые лавы обнаружены в обн. 28. Нижний контакт эффузивов неясен в связи с плохой обнаженностью. Они залегают стратиграфически выше малиновых и бордовых яшмовидных пород условно турнейского возраста. Эффузивная лавка относится, по-видимому, к верхам турне-низам визе. Мощность ее 25—30 м.

Порода черного цвета очень легкая, слоистая (слои в 5—8 см мощностью), сильно пористая. Основная масса породы состоит из кремнистого материала с аксиолитовой структурой, образовавшегося в результате девитрификации стекла. Миндалины обыч-



Фиг. 1. Схема расположения выходов эффузивов. 1 — установленные выходы эффузивов, 2 — обнажения, упоминаемые в тексте, 3 — границы стратиграфических подразделений, 4 — предполагаемые границы стратиграфических подразделений.

Люткевич Е. М. 1936. Находка барита в отложениях ветлужского яруса на р. Выми. Изв. Ленингр. геол.-развед. треста, № 3(12).
Люткевич Е. М. 1962. О нижней границе триаса на Русской платформе. Тр. ВНИГРИ, вып. 190.
Чалышев В. И. 1964. Фосфоритоносные отложения нижнего триаса в Печорском Приуралье. Литология и полезные ископаемые, № 4.
Чалышев В. И., Варюхина Л. М. 1966. Биостратиграфия триаса Печорской области. Изд-во «Наука», М.-Л.

но изометрической или неправильной формы и иногда заполнены гидроокислами железа. Они составляют 30—60% объема породы.

Помимо указанных вулканогенных пород в обнажениях 21, 22, 35, 36, 37 (см. рис. 1) встречены порфириновые разности эффузивных пород, вулканические туфы и породы смешанного вулканогенно-осадочного происхождения. Обнаруженные эффузивы по составу вероятнее всего являются средними или кислыми. Они прослежены в толщах фаунистически охарактеризованных осадочных пород, в долинах рек Силвы и Кары на значительных территориях. Обнаружение эффузивов в нижнем карбоне Пай-Хоя вносит существенные коррективы в историю магматизма этого региона.

ЛИТЕРАТУРА

Крылова А. К. 1962. Стратиграфия палеозойских отложений р. Кары (Пай-Хой). Тр. ВНИГРИ. Палеонтологический сб. 3, вып. 196.

СОДЕРЖАНИЕ

В. А. Варсанюфьева. Жизненный путь Александра Александровича Чернова	3
А. И. Елисеев. Работы А. А. Чернова в области региональной геологии в Коми АССР	10
В. А. Чермных. Роль А. А. Чернова в изучении и открытии полезных ископаемых на северо-востоке Европейской части СССР	15
В. И. Чалышев. Классификация цветов осадочных пород	22
О. С. Кочетков. Девонские рыбные фосфориты на Тимане	23
Э. С. Щербаков. О признаках древнего выветривания девонских алевролитов бассейна р. Щугор	36
А. И. Елисеев. Карбонатные породы карбона Лемвингской зоны Полярного Урала	42
А. И. Елисеев. Осадочные известняковые брекчии карбона западного склона Приполярного Урала	48
В. А. Чермных. Тектонические брекчии нижнего карбона р. Подчерем	53
Э. С. Щербаков и В. А. Чермных. О каменноугольных сидеритоносных отложениях на р. Илыч	58
В. В. Беляев и И. С. Сидорова. Новые данные о бокситоносности карбона Тимана	61
В. В. Хлыбов. Глинистые минералы триаса бассейна р. Б. Сыни (Печорское Приуралье)	69
В. В. Беляев. Термоаналитический метод количественного определения минералов в бокситах	73
В. И. Чалышев. О методах корреляции удаленных разрезов перми и триаса	86
Краткие сообщения	
В. И. Чалышев. Классификация ритмов (циклов) по мощности	93
А. И. Елисеев. О некоторых особенностях верхневизейских известняков р. Большой Надоты (Приполярный Урал)	94
Р. Г. Тимонина. Находка барита в нижнетриасовых отложениях севера Предуральяского прогиба	95
В. А. Чермных и В. А. Буканова. О раннекаменноугольном вулканизме на Пай-Хое	97