

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ КУЗНЕЦКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО БАСЕЙНА.

*К. В. Радугин.*

### 1. Об эрийской и сухой фазе складчатости в Кузнецком каменно-угольном бассейне (по наблюдениям у г. Орлиной).

Район Гурьевского завода для геологии Кузбасса является классическим районом. Недаром он был одним из немногих мест, выбранных в Сибири для экскурсии Международного геологического конгресса в 1937 году.

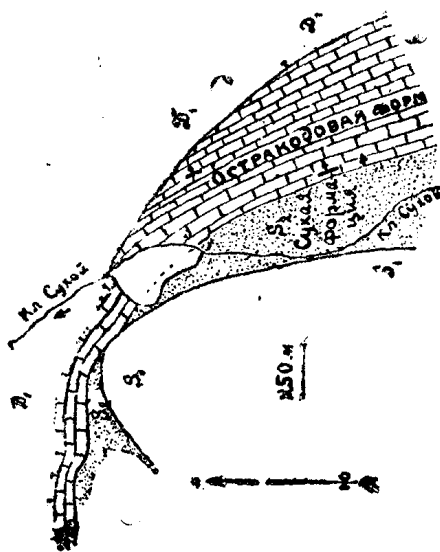
Этот район до сих пор дает нам одно за другим весьма важные для тектоники и стратиграфии факты. Недавно один из них был кратко освещен мною. Он касается вопроса о точном возрасте одной из фаз Салаирского цикла тектогенеза (4). Здесь я хочу поделиться намечающимися выводами о более молодых движениях.

Прежде всего отметим складчатые движения, которые предшествовали и следовали за образованием остракодовых известняков г. Орлиной, называемых далее остракодовой формацией.

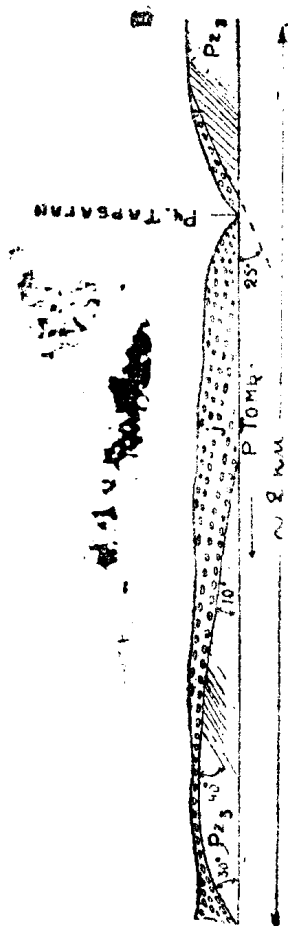
При прослеживании границ этой и подстилающей ее сухой формации  $S_2$  (6) получены были следующие контуры (фиг. 1).

Как видим, мощные остракодовые известняки резко уменьшаются по всей ширине полосы, если прослеживать их из синклинали к замку Орлиногорской антиклинали. Чем объяснить этот факт? Прежде всего предположим, что это есть результат более пологого падения их слоев на крыле складки по сравнению с падением в седле антиклинали. Правда, такое соотношение неестественно и не встречается в природе, по крайней мере, в случае консеквентной складчатости, если отбросить случаи флексурообразных изгибов крыльев складок, а также складки волочения у дизъюнктивов, где первичное падение может возрасти до  $90^\circ$ . Но мы все-таки учтем и этот невероятный случай и посмотрим, каковы действительные элементы залегания формации.

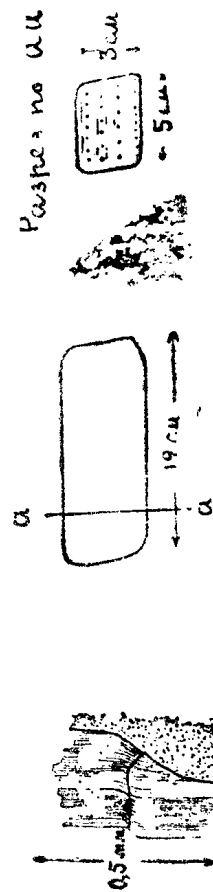
В этом отношении имеются следующие данные. Сухая формация на широте рассматриваемого нами крыла имеет угол падения, равный  $60-70^\circ$ , с другой стороны, в накрывающей толще известняков среднего девона мы наблюдаем угол падения  $50-60^\circ$  и лишь редко  $45^\circ$ . Согласно закона об углах падения в крыльях



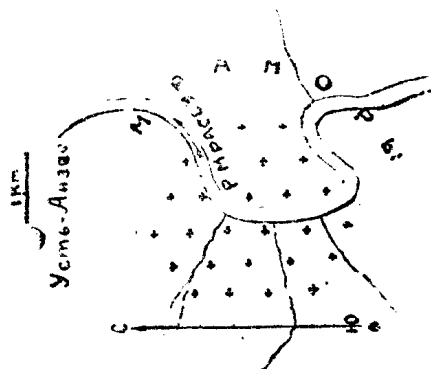
Фиг. 1.



Фиг. 3.



Фиг. 2.



Фиг. 4.

Фиг. 5.

- Фиг. 1. Деталь карты района г. Орлиной (близ Гурьевского завода).  
 Фиг. 2. Фенокрист лабрадора, корродированного основной массой (точки). Виден микродвиг, получившийся до этой коррозии.  
 Фиг. 3. Разрез по правому берегу р. Томи у устья рч. Тарбагана с несогласным наложением юры (1) на Пермь (2).  
 Фиг. 4. Реликтовые тектонические структуры, выраженные в форме обломка песчаника продуктивной толщи Кузбасса (из юрского конгломерата Томи близ рч. Тарбагана).  
 Фиг. 5. Меандрирующая долина р. Мрассы, врезанная в гранит (крестики) и мраморы.

конкордантных или консеквентных складок, углы падения промежуточной толщи должны быть тоже промежуточными, лишь в крайнем случае могут быть равны углам падения накрывающей формации. Антиклиналь г. Орлиной—типичный представитель унаследованной складчатости. Следовательно, угол падения остракодовых известняков равен не менее  $50^{\circ}$  и не более  $70^{\circ}$ , причем некоторые замеры дают  $65^{\circ}$ ; значит, мощность их в разбираемом сечении может колебаться лишь в пределах 500—600 м (при ширине полосы остракодовых известняков в 600—650 м).

Совершенно другое наблюдается в замке антиклинали г. Орлиной. Здесь надо отметить, что в основании остракодовых известняков имеется характерный горизонт известковисто-глинистых пород с *Syringopora* sp. и др. и характерными брахиоподами. На них располагаются известняки рифовой фации с обильными кораллами, в частности, с *Favositidae*, *Amplexus*?; видом рода *Pycnostylus* или *Cyathopaedium* Schlut. с характерным внутричашечным почкованием; особенно характерен для этого горизонта вид рода *Gephuropora*, который был известен до последних лет лишь в Австралии<sup>1)</sup>. Благодаря наличию последнего вида, легко узнаваемого в поле, базальный горизонт остракодовых известняков легко прослеживается до замка Орлиногорской антиклинали. И вот тут оказывается, что лежащая над ним толща темных остракодовых известняков является весьма маломощной: измеряясь всего лишь десятками метров, она к северу сменяется светлыми известняками, не свойственными остракодовой толще.

Все эти факты мы объясняем таким образом. К моменту отложения гефуропорового горизонта наш район представлял дно моря с глубиной от 0 до 40 м, причем—подчеркиваем—эта глубина наблюдалась и в пределах замка Орлиногорской антиклинали. Последняя поэтому не представляла тогда на дне моря заметного возвышения.

Затем рифовая фация сменилась фацией остракодовых известняков. Так как и здесь встречаются кораллы, притом в крупных колониях, а также гастроподы и другие окаменелости, мы относим эту фацию к той разновидности, которая по проф. Д. В. Наливкину (2, 132—3) образуется на глубине 60—80 м. Вполне допустимо, что иногда глубина моря была менее, так как, повидимому, кое-где внутри остракодовых известняков имеются и коралловые банки или мелкие рифы.

Так как мощность остракодовых известняков гораздо больше даже 80 м, достигая близ замка Карачкинской синклинали 500—600 м (а по данным В. И. Яворского и других, эта цифра для Кузбасса оценивается около 1 км), то перед нами типичный случай медленного прогибания земной коры, сопровождаемого, быть может, мелкими более резкими движениями. Сум-

<sup>1)</sup> В СССР он был открыт автором несколько лет назад в коллекции Б. Ф. Сперанского из района г. Орлиной.

марная глубина прогиба определяется, как минимум, максимальной мощностью остракодовых известняков. В действительности она была больше, так как после своего образования они подверглись размыву.

Этот размыв необходимо приходится признать, если учесть полную однородность фации остракодовых известняков г. Орлиной. Мы не можем допустить, чтобы на расстоянии 1 км или меньше в одних и тех же условиях накопилось остракодовых известняков почти на 0,5 км меньше. Объясняя именно так уменьшение их мощности, обращаем внимание, что размыв в максимальной мере прошел в замке Орлиногорской антиклинали, и что максимальной мощности остракодовые известняки достигают в соседней Карачкинской синклинали. Все это объясняется фазой складчатости, прошедшей после образования их, но до следующей затем денудации, до трансгрессии нижнедевонского моря и отложения крековских известняков.

Не менее определенно вопрос решается и относительно фазы складчатости, прошедшей перед отложением остракодовых известняков. В лежащем крыле последних залегают гефурупоровые слои и базальные глинисто-мергелистые отложения. И вот эти базальные горизонты в замке антиклинали г. Орлиной перекрывают непосредственно известняки нижнего силура (веберовскую формацию акад. М. А. Усова), в то время как на крыле антиклинали получает большое развитие сухая формация.

Итак, выводы, которые недавно были опубликованы акад. М. А. Усовым и касающиеся сухой и остракодовой формаций и соответствующих фаз тектогенеза, подтверждаются новыми, полученными в последние годы, данными.

## 2. Следы верхнедевонского вулканизма в Кузнецком бассейне.

Во времена работы кабинетских геологов было развито убеждение в широком развитии в Кузнецко-Алтайской области верхнедевонских эффузивов. Оно получило отражение даже и в более новых работах, но затем акад. М. А. Усов и проф. А. М. Кузьмин в результате своих исследований в бассейнах р. Лебеди и р. Томи (1; 6; 7) решительно опровергли старые представления, показавши, что так называемые верхнедевонские эффузивы являются более древними и что на них фаунистически доказанный верхний девон лежит несогласно. Вместе с тем эти исследователи сделали вывод о полном отсутствии эффузивов в разрезе верхнего девона Кузнецкого бассейна.

Такой вывод вполне отвечал состоянию наших знаний лет десять тому назад. Но теперь его снова приходится изменить и признать, что эффузивы в  $D_3$  имеются. Как будто мы таким образом возвращаемся к старым воззрениям кабинетских геологов. На самом деле это не так; на самом деле, недавний прогресс наших знаний—установление несогласного налегания верх-

него девона на главную массу девонских эффузивов—остается незыблемым, но наши знания уточняются: мы, повидимому, должны признать и наличие верхнедевонских эффузивов.

Каковы же факты—основание такого вывода? Они были получены отчасти еще в 1931 г. геологом А. Г. Сивовым при его исследованиях Корайского планшета Горной Шории (5). По этим данным внутри лиловокрасных сланцев верхнего девона были обнаружены следующие изверженные горные породы (таблица А).

Таблица А.

| №№ обна-<br>жен. | Местонахождение                                                                      | Название породы                                     | Фено-<br>кристы                       | Состав и структура<br>основной массы                                                                                               |
|------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|---------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1                | Назас выше Тор-<br>баса, г. Тулун                                                    | Силл темнозеле-<br>ного тонкозерни-<br>стого диабаз | Плагноклаз                            | Интерсертальная.<br>Основная масса из<br>плагноклаза, авгита и<br>хлорита в интерстициях,<br>с примесью эпидота.                   |
| 2                | Назас выше Тор-<br>баса, г. Тулун                                                    | Силл темнозеле-<br>ного тонкозерни-<br>стого диабаз | Плагноклаз                            | Интерсертальная струк-<br>тура; состав из полево-<br>го шпата, пироксена,<br>оливина, с примесью хло-<br>рита, эпидота и кальцита. |
| 3                | Правый берег<br>Погузак, сразу вы-<br>ше Улугола, в ба-<br>зальном конгло-<br>мерате | Дайка, аналогич-<br>ная диабазу рч.<br>Назас.       |                                       |                                                                                                                                    |
| 4                | Большой Майзас                                                                       | Дайки серых ав-<br>гитовых порфири-<br>тов          | Зеленова-<br>тый плагно-<br>клаз № 43 | Офитовая основная<br>масса из лейст плагно-<br>клаза и авгита в интер-<br>стициях, с примесью<br>ильменита, хлорита.               |

Из этих трех точек особенно интересно обн. № 3, так как по соседству, по кл. Улуголу в песчаниках найден *Eospermatopteris textilis* Daws. (по определению проф. В. А. Х а х л о в а), в Северной Америке характеризующий  $D_3^3$ . Эти песчаники переслаиваются, по наблюдениям А. Г. Сивова, с базальными конгломератами  $D_3$ , прорезанными упомянутой в таблице А дайкой.

Несмотря на эти довольно убедительные факты, под давлением господствовавшего представления о полном отсутствии в  $D_3$  вулканической деятельности А. Г. Сивов показал на своей отчетной карте эффузивы точек № 1 и 3, как горстовые клинья, сложенные тельбесскими эффузивами и выкроенные из  $D_3$  дизъюнктивами.

Летом 1938 г. мне пришлось видеть одно из обнажений таблицы А, а именно обн. № 1. Здесь, главным образом, в виде крупных глыб в русле, но кое-где и в коренных выходах обнажаются порфириты, пластовая отдельность (L) которых идет почти параллельно слоям красноцветной толщи верхнего девона, залегающей висячем крыле их. Также располагаются в породе и вытянутые фенокристы плагиоклаза. Так как порфирит содержит довольно крупные и частые круглые миндалины (из кальцита и хлорита), то мы можем относить его лишь к покровной или силловой почти поверхностной фации.

Нельзя считать данный эффузив тельбесским, предполагая в данном месте антиклиналь, так как к востоку от описываемого порфирита слои верхнедевонской красноцветной толщи полого падают к западу, в сторону порфирита, а не к востоку.

Наконец, отметим, что в порфирите имеются включения красноцветных сланцев, захваченные им при излиянии, т. е. породы, совершенно не свойственные тельбесской формации, вскрытой немного восточнее. Кроме того, в самом порфирите имеются трещины, заполненные песчано-глинистым красноцветным веществом. Они свидетельствуют о физическом выветривании эффузива, прежде чем он был погребен красноцветной толщей верхнего девона. Все это окончательно нас убеждает в том, что описываемые эффузивы отнюдь не представляют собой клина тельбесской формации, но неразрывно связаны с красноцветной толщей верхнего девона, представляя один из ее горизонтов.

Таким образом необходимо сделать вывод о том, что геотектоническое развитие в верхнедевонскую эпоху в Кузнецком бассейне не обошлось без участия вулканизма. Правда, этот вывод лежит на ответственности проф. В. А. Халова, которому мы обязаны определением возраста красноцветной толщи рч. Погузака. Но геологические данные этому не противоречат. Прежде всего отметим, что верхний девон Корайского планшета несогласно перекрывает красноцветную толщу, в свою очередь через конгломераты лежащую на тельбесской формации и относящуюся или к антроповской, или к абрамовской формации. С другой стороны, этот же девон в своем основании содержит обломки кварцевых сиенитов, метаморфизирующих не только тельбесские эффузивы, но и тельбесские адамеллиты р. Томи и Бель-Су. Так как сиениты эти образовались после абрамовской формации, то и наш девон, очевидно, моложе ее.

Полученный здесь вывод можно проверить в разрезе по рч. Усе, где, по данным И. Толмачева, имеется силл порфирита в таком горизонте девона, который залегает над известняками с морской фауной верхнего девона.

Так как D<sub>3</sub> эффузивы ключа Солонечного получают самостоятельное значение—значение особой вулканической фазы, следует присмотреться к ним повнимательней.

Внешне—это красноватые или буроватые массивные породы,

в афанитовой основной массе которых видны крупные (до 1—2 см в диаметре) круглые или эллиптические миндалины кальцита и черного хлорита и фенокристы слабо зеленоватого резко зонарного полевого шпата с полисинтетической штриховкой. В одном включении можно узнать случайный обломок жильного кварца с гематитом.

Благодаря большому числу включений вытянутых крупных кристаллов плагиоклаза, порода весьма напоминает лабрадор-вый порфирит. Но под микроскопом картина оказывается сложней. Прежде всего, фенокристы плагиоклаза оказываются в некоторых случаях явно посторонними включениями чуждого материала, захваченными при излиянии магмы. Вот одно из них в наиболее ярком проявлении (фиг. 2).

Здесь мы видим корродированное магмой зерно зонарного лабрадора с метасоматическими включениями грязнозеленоватого (в простом свете) хлорита. Обычно такие зерна считают фенокристами, выкристаллизовавшимися на глубине в той же магме, где они сейчас находятся. Но в данном случае мы имеем типичный случай реликтовых тектоноструктур ксенолитов магматических горных пород и их компонентов (3). В самом деле, наш кристалл плагиоклаза был сначала раздроблен, в нем проявились поперечные по отношению к полисинтетическим двойникам микросдвиги и изгибы срезания, и только после этого он попал в виде обломка в магму описываемой дайковой породы, где подвергся оплавлению. Что сдвиги прошли до оплавления, хорошо видно потому, что они не проходят в основную массу и чуть-чуть выступает в основную массу как раз не та часть, которая выступала бы при отсутствии оплавления (фиг. 2).

Итак в значительной мере, а может быть и целиком, „фенокристы“ описываемой породы являются в сущности чуждыми ей микроксеролитами. Если бы она была беднее анортитом, чем лабрадор, мы должны предвидеть вторичное увеличение плагиоклаза основной массы за счет ассимиляции обломков лабрадора.

Чем же представлена основная масса? Она сильно забита густой сыпью гематита и железного блеска (?), что и сообщает породе присущую ей краснобурю окраску. Кроме рудных минералов, в основной массе виден еще хлорит в виде тонкочешуйчатых агрегатов; эти агрегаты имеют неправильные очертания, словно они импреньированы, и, очевидно, представляют результат метасоматоза основной массы, в частности ее плагиоклаза, но отнюдь не представляют собой псевдоморфоз по темноцветным минералам. Следов последних вовсе не обнаружено.

Если исключить упомянутые выше хлорит и рудные минералы, то оставшаяся масса состоит исключительно из кислого плагиоклаза, лейсты которого расположены во всевозможных направлениях и имеют в длину 0,1—0,3 мм.

### 3. К вопросу об отношении нижнего карбона к верхнему девоноу.

Постепенный переход от  $D_3$  к  $C_1$  и, следовательно, согласное залегание их на юговостоке Кузбасса было до недавнего времени обычным представлением, и разрез по р. Томи приводился даже как образец такого постепенного перехода (8, 67, 69 и 115).

Последние работы А. А. Зенковой, О. К. Полетаевой и В. А. Кузнецова внесли сюда поправки, касающиеся СВ. части бассейна. Мы хотим поделиться новыми данными, которые касаются разреза по р. Томи и Бель-Су, классического района с „постепенным“ переходом от  $C_1$  к  $D_3$ . Эти наблюдения противоречат прежним представлениям. Они указывают на несогласие между  $C_1$  и  $D_3$ , так как в низах нижнего карбона имеются горизонты с галькой верхнедевонского доломитизированного известняка; это обстоятельство доказывает размыв верхнедевонских отложений перед отложением нижних горизонтов нижнего карбона. На то же указывает залегание последнего на различных горизонтах.

Такой же вывод не только о перерыве в отложении, но и о размыве получается по наблюдениям у с. Кузедеева, где П. И. Бутов и В. И. Яворский отмечали обломки сланцев (8, 61) в базальных горизонтах известняков карбона. Отметим еще, что на водоразделе Томи и Мрассы, между речками М. Майзас и Кумзас нижний карбон лежит непосредственно на тельбесской формации как изобразил А. Г. Сивов (5, карта), а немного севернее на верхнем девоно с угловым азимутальным несогласием. Правда, там А. Г. Сивов показал дизъюнктивную границу, но во всех хороших разрезах (по рр. Усе, Бель-Су, Томи, Майзасам и Мрассе) наблюдается нормальное налегание  $C_1$  на  $D_3$  при очень спокойном и пологом залегании. Этот факт, если он подтвердится точным картированием, будет свидетельствовать уже и о слабом проявлении складчатости между нижним карбоном и верхним девоном.

В связи с отсутствием сколько-нибудь значительных конгломератов в основании нижнего карбона очень трудно будет установить те интрузивные породы, которые были связаны с устанавливаемой здесь фазой пликативных дислокаций между  $C_1$  и  $D_3$ . В этом отношении больше надежд подает С. и ЮЗ. окраина Кузбасса.

### 4. О тектогенезе между пермью и юрой.

Доюрская складчатость хорошо устанавливается в разрезе по р. Томи, как это уже было отмечено рядом исследователей Кузбасса, причем послеюрской складчатости В. И. Яворский (8), правда, не совсем уверенно придавал большую интенсивность.

Здесь, выше устья р. Мрассу и ниже устья рч. Усы, у устья рч. Тарбагана мы наблюдаем отчетливое угловое несогласие между лежащим боком нижней юры и слоями верхнего палео-



зоя (фиг. 3). На приводимом здесь схематическом чертеже это явное несогласие выражено так, как оно непосредственно видно с лодки или с левого берега Томи. В восточном крыле Тарбаганской синклинали, немного выше рч. Тарбагана угловое несогласие измеряется, примерно,  $20^\circ$  при падении в одну сторону, а в западном— $40^\circ$  при падении в разные стороны. Впрочем, как это обычно бывает при аккордантной складчатости, в западном крыле изображенной антиклинали (фиг. 3) заметного углового несогласия, вероятно, нет.

Устанавливаемая таким образом доюрская складчатость подтверждается и более слабой дислоцированностью юры, как это видно в имеющихся разрезах Кузнецкого каменноугольного бассейна, и несогласным залеганием юры на различных свитах его. Гармонирует с этим фактом далее меньший диагенез и большая рыхлость юрских отложений сравнительно с верхнепалеозойскими. Они в меньшей степени поражены правильно ориентированной трещиноватостью, связанной со складчатыми процессами. Наконец, в базальном юрском конгломерате песчаники продуктивной толщи Кузнецкого бассейна уже имеют ясные реликтовые тектоноструктуры, выраженные в форме обломков (фиг. 4), в виде остатков ровных поверхностей косого параллелепипеда.

Таким образом приведенные выше наблюдения показывают, во-первых, что углы падения палеозойской толщи до дислокации юры достигали в описанном участке  $40^\circ$ , в то время как юрские отложения падают здесь же не круче чем  $30^\circ$ .

При прочих равных условиях (поскольку наблюдения сделаны в одном и том же вертикальном сечении) следует признать большую интенсивность доюрской складчатости по сравнению с юно-киммерийскими дислокациями. Этот вывод, подтверждающийся приведенными выше наблюдениями над реликтовыми тектоноструктурами, конечно, не следует экстраполировать в другие участки Кузбасса, особенно на запад, где киммерийские движения, может быть, достигали большей интенсивности сравнительно с верхнепалеозойскими.

### 5. Следы третичных дислокаций по окраинам Кузбасса.

Во время работ в 1928—1929 г. по С. окраине Кузнецкого бассейна автор, изучая разрез по рч. Алчедату в районе Анжерки, натолкнулся на ясные следы слабых тектонических подвижек, затронувших третичные отложения.

По этой речке мы имеем ясно выраженную чешуйчатую структуру, так как средний девон с. Лебедянского рассечен здесь рядом взбросов на многочисленные чешуи. В одной из этих чешуй наблюдается опрокинутое залегание коралловых известняков, устанавливаемое по расположению ветвистых кораллов и караваеобразных колоний *Favosites*.

Перед образованием сплошного чехла третичных отложений,

закрывших палеозой, на его поверхности в известняках образовались карманы выветривания; при селективности его они особенно часто совпадали с упомянутыми взбросами. Эти карманы выветривания впоследствии заполнялись аллювиальным путем весьма тонко отмученной палеогеновой жирной глиной.

Один из таких карманов с аллювиальной третичной глиной расположился в 1 км от с. Лебедянского. В этом месте третичная глина, глубоко проникшая по расширенной трещине дизъюнктива, оказалась рассланцеванной небольшими подвижками вдоль взброса. Так как рядом, там, где аллювиальная глина кармана лежит вне зоны дизъюнктива, в его лежащем или вишащем крыле, она является обычной массивной нетронутой глиной,—приходится объяснять пластинчатую текстуру глины небольшими подвижками вдоль сместителя, т. е. допускать сравнительно молодые тектонические подвижки, затронувшие низы палеогеновых отложений Кузбасса. Это между прочим как будто подтверждается и другими наблюдениями, например, по р. Яе.

#### 6. Послетретичные дислокации по В. окраине Кузнецкого бассейна.

Послетретичная тектоническая жизнь Кузбасса записана в его речных террасах и их отложениях, которые изучены еще недостаточно, но которые уже и сейчас выяснили нам сложность этой жизни. В настоящей заметке я хочу обратить внимание на то, что четвертичная тектоника в Кузбассе, как и во всей Сибири, повидимому, выражалась не только в образовании обширных пологих пликативных структур типа волн, но кое-где и в дизъюнктивах. Такие дизъюнктивы установлены недавно на Алтае; Кузбасс, повидимому, не представляет исключения из общей картины.

Разбор данного вопроса приходится начать издалека, с геоморфологии р. Мрассы, с ее Большого порога, расположенного между ее правыми притоками, Ташелгой и Кизесом, на крутом повороте реки от меридионального к широтному направлению. Этот величественный порог, шум которого заглушает человеческий голос, образовался на месте Порожинского гранитного плутона, который поперек прорезается р. Мрассой. В этом месте русло реки завалено огромными валунами гранита, по которым бешено мчатся валы расствившейся реки. Многим смельчакам, пытавшимся спуститься вниз по порогу на лодке, это стоило жизни.

Длина наиболее опасной части порога—4 км. На этом протяжении уровень реки снижается на 35 м. Несмотря на огромную энергию реки, бесплодно растрачиваемую сейчас на борьбу с валунами, грозная река не смогла все же даже на долю километра переместить вверх по течению эту ступеньку своего продольного профиля.

Поразительный контраст с Большим порогом представляет другой участок р. Мрассы (фиг. 5), где она почти столь же

мощна и где она образует ярко выраженную врезанную меандру. Несмотря на то, что меандра врезана в дно четвертичной долины, несмотря на то, что река прорезает тут гранит на большем протяжении, чем у Большого порога (5 км вместо 4 км), несмотря на все это, здесь нет и следа внушительной картины Мрасского порога: проезжая на лодке, здесь видишь обычную для Мрассы картину в общем спокойной, быстрой горной реки, текущей в меженное время в среднем со скоростью 5—6 км в час. Такой яркий контраст, при прочих равных условиях, естественно объясняется наличием дизъюнктива с поднятием восточной части Горной Шории примерно на 35 метров над западной, причем это движение прошло, очевидно, по Ташелгинской дизъюнктивной зоне.

Окончательно принять этот вывод еще преждевременно. Нужно проверить по самой Мрассу (по одной из древних террас), имеются ли другие признаки устанавливаемого здесь постплиоценового дизъюнктива. Но уже и сейчас можно указать в подтверждение нашей гипотезы такой факт. Рч. Б. Таз, берущая начало с г. Мустаг, пересекает упомянутую Ташелгинскую зону, к ЮВ от которой она течет по метаморфическим сланцам кондомской формации, входящей в состав Порожинской глыбы. И вот оказывается, что в 5 км выше СЗ. границы горста на рч. Б. Таз наблюдается водопад. Так как речка прорезает гораздо более податливые породы (сланцы вместо гранита), то водопад при регрессивной донной эрозии, очевидно, успел перекочевать вверх по речке от этой границы на значительное расстояние. В связи с этим отметим, что водопад Б. Таза расположен среди совершенно однородной толщи сланцев и, конечно, не обязан своим образованием преграде из более прочных пород.

Итак, Большой порог р. Мрассы, повидимому, расположился у Ташелгинского разлома. Если же мы проследим последний к С, то увидим, что там он становится дизъюнктивом, ограничивающим с В палеозой Кузбасса.

Конечно, мы не хотим сказать, что возраст этого дизъюнктива четвертичный. Нет, он очень древний; вдоль его, в частности, происходило внедрение ряда интрузий, например, девонских сиенитов и адамеллитов. Но жизнь этого дизъюнктива вспыхивала вновь и позже, например, когда телемагматические растворы отлагали в некоторых точках этого разлома киноварь и, наконец, последняя заметная подвижка прошла в позднечетвертичное время (позже образования упомянутых выше врезанных меандр), как об этом свидетельствует нам Мрасский порог.

#### СПИСОК ЦИТИРОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Кузьмин А. М.—Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. Отд. Геол. Ком., Т. VII, вып. 2, 1928 г.
2. Наливкин Д. В.—Учение о фациях. Условия образования осадков. 1932 г.
3. Радугин К. В.—О реликтовых тектоноструктурах ксенолитов изверженных пород. Рукопись. 1938 г.
4. Радугин К. В.—О салаирской складчатости. Известия АН СССР, 1938.
5. Сивов А. Г.—Геологическое описание Горной Шории Корайский планшет. 53°30'—53°45' с. ш. 88°—88°30' в. д. от Гринвича. г. Томск. 1932 г.
6. Усов М. А.—Фазы и циклы тектогенеза Зап. Сиб. края. 1937 г.
7. Усов М. А.—Элементы тектоники Кузнецкого каменноугольного бассейна. Библиотека Горного Журнала. 1924 г.
8. Яворский В. И. и П. И. Бутов.—Кузнецкий каменноугольный бассейн. Труды Геол. Ком., Н. сер., вып. 1922 г.