

С. М. КРОПАЧЕВ, И. И. ГРЕКОВ

## ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ НА ПЛОЩАДИ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

(Представлено академиком В. И. Смирновым 6 IV 1973)

К настоящему моменту изученность среднепалеозойских толщ Передового хребта достигла такой степени, при которой появилась возможность обоснованно говорить о проявлении на этой территории палеозойских горизонтальных движений, устанавливающихся, как известно, значительно труднее, чем вертикальные, и поднять вопрос о важной роли этих движений в формировании структуры зоны Передового хребта.

Сдвиговые движения наиболее достоверно фиксируются по Грушевскому и Малоурупскому разломам.

Грушевский разлом (рис. 1) представляет собой зону брекчированных и милонитизированных пород шириной 50—70 м, пронизанную дайкообразными интрузиями верхнепалеозойского и триасового возраста. Он простирается по азимуту  $290^\circ$  и падает на юг под углами  $70-75^\circ$ . На территории, примыкающей с юга к Грушевскому разлому, в отложениях семиродниковской свиты по характеру ее строения удалось выделить три участка. Границы этих участков простираются в северо-западном направлении. Поскольку строение разреза семиродниковской свиты в западной части блока, расположенного севернее Грушевского разлома, такое же, как в восточной части южного блока (левый берег р. Большой Лабы), и резко отличается от ее строения в западной части южного блока, можно говорить о перемещении северного блока на запад примерно на 6—7 км. Этим движением хорошо объясняется смещение ядра Андриукской антиклинали, южное продолжение оси которой может быть лишь на правобережье р. Большой Лабы (рис. 1, линия  $B-B$ ).

Соотношения верхнепалеозойских и юрских толщ по Грушевскому разлому указывают только на вертикальные подвижки. Отсюда следует вывод о среднепалеозойском ( $D_3-C_1$ ) возрасте сдвиговых движений вдоль Грушевского разлома.

Малоурупский разлом (рис. 2) простирается по азимуту  $280-300^\circ$  и выражен зоной раздробленных, сплюснутых и милонитизированных песчаников и аргиллитов, падающих на юг под углом  $60-75^\circ$ . Его западный конец затухает в поле верхнепалеозойских осадков, а восточный заполнен Чиликской интрузией гранодиоритов. Характер движений по разлому можно представить из рассмотрения положения Адгаринской антиклинали в разделенных разломами блоках, показывающего, что складка с вертикальной осевой поверхностью в северном блоке смещена относительно ее южной части на 1500 м в западном направлении. Такое смещение несомненно обусловлено движением по типу левого сдвига. Подтверждение сдвига мы находим, анализируя положение контакта верхней и нижней подбит чиликской свиты. Этот контакт, падающий на СВ  $\angle 40-60^\circ$ , в северном блоке смещен относительно своего южного продолжения примерно на 1500 м в западном направлении.

Марухский надвиг. Детальное картирование среднепалеозойских толщ в бассейнах рек Теберда и Марух (<sup>2, 4</sup>) подтвердило установленное В. Н. Робинсоном широкое развитие на этих участках толщи зеленых

сланцев и филлитов (тебердинская свита). Эта толща, залегающая в ядрах синклиналей, всегда структурно выше толщи терригенных и карбонатных осадков, охарактеризованных фауной верхнего девона и нижнего турне, была датирована нижним карбоном. Уверенность в структурном положении толщи заставила нас считать экзотической глыбой найденную под ней линзу известняков с фауной среднего девона (3). Недавняя наход-

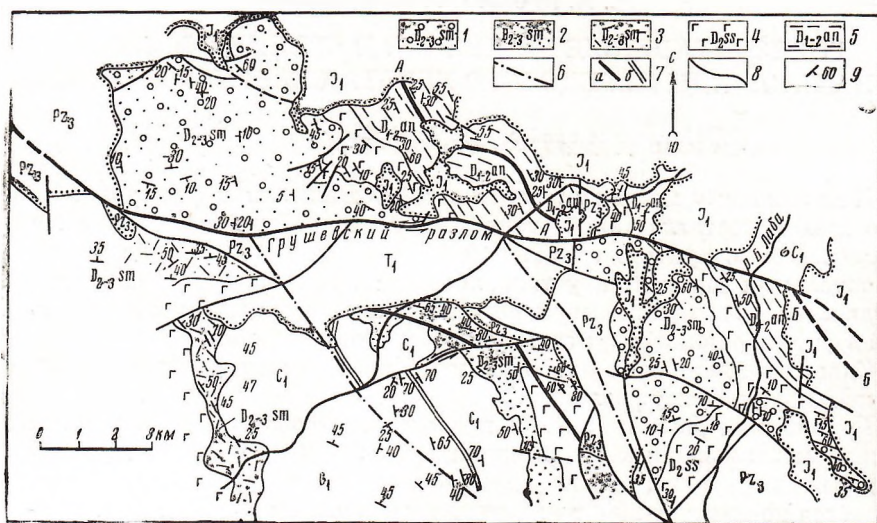


Рис. 1. Схема геологического строения блоков, разделенных Грушевским разломом (сдвигом). 1-3 — семиродниковская свита: 1 — составленная из 4 пачек (кремнисто-железистые туффиты; туфы; аргиллиты и песчаники; конгломераты с галькой плаггиогранитов), 2 — составленная из 2 пачек (туфы; туфы и туфопесчаники с линзами конгломератов), 3 — сложенная туфами (на пачки не разделяется); 4 — сосновская свита; 5 — андрюкская свита; 6 — границы районов, различающихся строением семиродниковской свиты; 7 — оси складок (а — антиклиналей, б — синклиналей); 8 — разломы; 9 — элементы залегания. А-А — Андрюкская антиклиналь

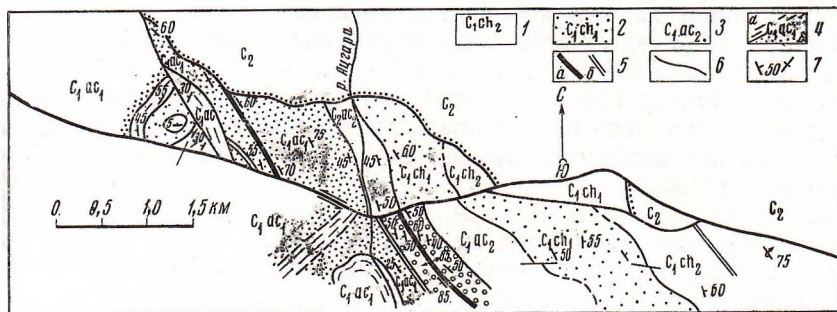


Рис. 2. Схема геологического строения блоков, разделенных Малоурупским разломом (сдвигом). 1 — чиликская свита, верхняя подсвита; 2 — то же, нижняя подсвита; 3 — адгаринская свита, верхняя подсвита; 4 — то же, нижняя подсвита (а — аргиллиты и алевролиты, б — песчаники); 5 — оси складок (а — антиклиналей, б — синклиналей); 6 — разломы (утолщенная линия — Малоурупский разлом); 7 — элементы залегания

жа грантолитов силура в бассейне р. Гидам (1) потребовала пересмотра сложившихся представлений о возрасте и структурном соотношении вышеуказанных толщ. Тщательное изучение границы верхнедевонско-нижнекарбонных отложений и вышележащей толщи, содержащей в бассейне р. Марух линзу известняков с фауной эйфеля, а в бассейне Теберды — грантолиты лудлова, показало, что эта в общем согласная граница явля-

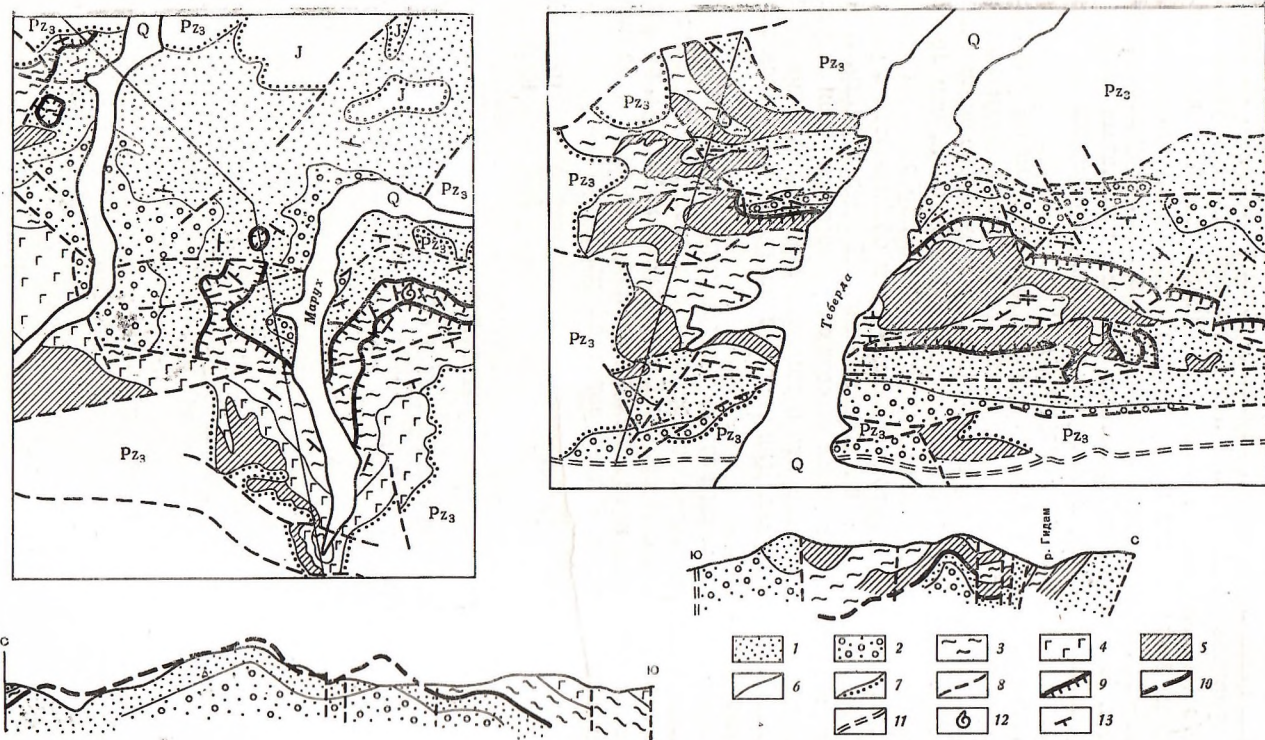


Рис. 3. Схема геологического строения бассейнов рек Марух и Теберда. 1, 2 — автохтон: 1 — верхнедевонские — нижнекарбонные отложения (пастуховская, агурская, кыркольская свиты), 2 — живетско-франские отложения (семиродниковская свита); 3, 4 — аллохтон: 3 — лудловские и эйфельские отложения (тебердинская свита), 4 — силурийско-нижнедевонские отложения (карабекская свита); 5 — интрузивные породы; 6 — геологические границы; 7 — границы несогласные; 8 — разломы крутые; 9 — поверхность надвига, на планах; 10 — то же, на разрезах; 11 — Тырныауз — Пшекишский глубинный разлом; 12 — места находок фауны; 13 — элементы залегания

ется тектонической и местами маркируется интрузиями гипербазитов. Тектоническая природа границы устанавливается как непосредственным наблюдением зон дробления и милонитизации, так и срезанием границей слоев выше- и нижележащих толщ. Таким образом, в бассейне рек Марух и Теберда в ядрах синклиналей, на осадках верхнего девона и нижнего карбона, отделяясь от них пологим разломом, залегает толща пород, содержащих фауну эйфеля и лудлова. Эта толща образует тектонический покров, именуемый нами Марухским. Строение зоны разлома И. И. Греков изучил на водоразделе р. Марух и балки Гремучей. На этом участке, на осадках нижнего карбона, залегает пластина филлитов и песчаников толщиной 200—250 м, заключенная между двумя надвигами, падающими на юг под углом 15—20°. Породы этой пластины вмещают линзу известняков с фауной эйфеля. Над пластиной залегают зеленые, плойчатые сланцы и филлиты тебердинской свиты, к которой, вероятно, принадлежит пачка филлитов и граптолитовых сланцев силура (1).

Породы пластины, зажатой между двумя надвигами, смяты в мелкие, опрокинутые на север складки, простирающиеся широтно. Судя по этим складкам и зеркалам скольжения, силурийские и среднедевонские толщии надвигались с юга. При таком направлении движения, зная, что породы тебердинской свиты залегают выше осадков нижнего карбона на правобережье балки Богословской (приток р. Зеленчук) и обнажаются в районе сел. Нижняя Теберда, а также на вершине горы Кенделляр-Ляр, т. е. в крайних южных и крайних северных выходах среднего палеозоя Передового хребта, можно уверенно говорить о том, что Марухский шарниж перекрывает весь Передовой хребет. Для такого перекрытия требуется перемещение не менее чем на 15 км.

Марухский покров, фрагменты которого сохранились преимущественно в синформах, смят в складки вместе с породами автохтона. На этих складках несогласно лежат орогенные толщии башкирского яруса (2), следовательно надвигание осуществлялось между раннетурнейским и башкирским веками и предшествовало предороженной складчатости.

Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова

Поступило  
16 III 1973

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> М. Ф. Дысса, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6 (1972). <sup>2</sup> И. И. Греков, Е. А. Снежко, Геология СССР, т. 9, ч. I, М., 1968. <sup>3</sup> С. М. Кропачев, ДАН, т. 139, № 5 (1961). <sup>4</sup> С. М. Кропачев, Тр. Кавказск. эксп. Московск. ун-в. и Всесоюзн. аэро-геол. треста, т. 3 (1962).