Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LVIII, вып. 2, 1969 г.

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТАННУОЛЬСКОЙ ИНТРУЗИИ (ТУВА)

Э. Ф. Дорофеева

Таннуольскую интрузию, одну из крупнейших нижнепалеозойских гранитоидных интрузий Тувы, имеющую весьма сложный петрографический состав и многофазный характер становления [2, 4], долгое время рассматривали как пластинообразное тело, приуроченное к границе двух различных в литологическом и структурном отношении образований кембрия и ордовика [17, 8], или как смятое в складки лепешковидное тело с крутым падением крыльев в отдельных складках [5, 6]. Структурный и микроструктурный анализ этой интрузии заставил пересмотреть указанные представления.

Таннуольская интрузия обнажена в осевой части хребта Восточный Танну-Ола на юге Тувы. Она прорывает мощную осадочно-вулканогенную толщу нижне- и среднекембрийского возраста, слагающую Восточно-Таннуольский антиклинорий, западная часть которого имеет северо-восточное, а восточная — северо-западное простирание. Сочленение этих частей происходит вдоль зоны разлома, фиксируемого долиной р. Унгеш. Кроме этой зоны в пределах хребта Восточный Танну-Ола известны несколько более ранние по времени образования разрывные нарушения северо-восточного направления, определившие ориентировку кембрийских складчатых структур, и несколько более поздние системы разрывов субширотного и субмеридионального направлений. Дизъюнктивная тектоника рассматриваемой территории, характеризующаяся проявлением нескольких различно ориентированных систем разрывных нарушений, определяется блоковым строением докембрийского фундамента.

Пликативные структуры Восточно-Таннуольского антиклинория, как показали исследования Г. Н. Лукашева [9], неоднородны: наряду с линейными складками наблюдаются простые брахискладки, преимущественно северо-восточного простирания. Линейные складки, как выяснилось, генетически тесно связаны с разломами и образованы позже брахиструктур.

Состав таннуольской интрузии весьма сложен. Собственно интрузивными породами являются гранитоиды, возникшие в результате двух последовательных фаз внедрения. Первой интрузивной фазе соответствует серия пород диорит-тоналитового состава, второй — гранодиориты, плагиограниты, биотитовые, двухслюдяные и биотит-амфиболовые граниты, а также аплитовидные и микрографические гранит-порфиры. Габбро и большая часть диоритов краевых частей интрузии, включавшиеся ранее в состав первой фазы таннуольского комплекса, имеют метасоматическое и частично палингенное происхождение [2].

В западной части хребта Восточный Танну-Ола диориты и тоналиты первой интрузивной фазы образуют единый массив северо-восточного простирания с причудливыми извилистыми контурами. В восточной части хребта на дневную поверхность выходят многочисленные мелкие тела диорит-тоналитового состава с извилистыми очертаниями, вытянутые в большинстве случаев согласно с простиранием вмещающих пород в северо-западном направлении. Обширные поля метасоматических и палингенных габбро-диоритов и мелкозернистых диоритов как бы связывают интрузивные массивы и позволяют предполагать их единство на глубине.

Гранитные массивы второй интрузивной фазы во всех частях хребта приурочены к зонам разрывных нарушений и ориентированы по простиранию последних. Размеры их в западной части достигают нескольких десятков, в восточной — первых сотен квадратных километров, причем в обеих частях известны и совсем мелкие выходы этих пород в форме жил и мелких штоков.

Первичные текстуры течения таннуольской интрузии. Внутреннее строение таннуольской интрузии отчетливо прослеживается по плоскопараллельной трахитоидной текстуре слагающих ее пород. Последняя обусловлена субпараллельным расположением призматических и таблитчатых зерен плагиоклаза, роговой обманки, биотита, широкие грани которых всегда лежат в плоскости трахитоидности. Наиболее отчетливо трахитоидность проявлена в диоритах и тоналитах первой фазы, причем именно в контактах интрузии; в центральных ее частях трахитоидность выражена слабее, а местами полностью исчезает и сменяется массивной текстурой.

Породы метасоматического и палингенного происхождения, слагающие отдельные участки среди пород первой интрузивной фазы, отличаются от них неравномерным, кучным расположением темноцветных минералов, обуславливающих пятнистую текстуру этих пород в центральных частях интрузии и гнейсовидную — в ее краевых зонах. Неинтрузивное происхождение пород этой серии проявляется также в наличии своеобразных текстур типа «конского хвоста» и «завихрений» [2].

Породы второй интрузивной фазы, содержащие в качестве темноцветного минерала чаще всего чешуйки биотита, на первый взгляд кажутся бесструктурными, однако и здесь по зернам плагиоклаза, плоскостям спайности биотита, а иногда и по цепочечному расположению зерен кварца заметно локальное проявление трахитоидности.

Линейные текстуры — в данном случае линии течения отмечаются спорадически. Как и трахитоидность, линейность наиболее отчетливо проявлена в породах первой интрузивной фазы. Она располагается всегда только в плоскости трахитоидности, подчеркивая первичность и одновременность возникновения обоих текстур [3]. Первичное (эндогенное) происхождение трахитоидности и линейности подтверждается также микроструктурным анализом различных по составу пород из всех частей таннуольской интрузии. Серия шлифов из северо-западного контакта интрузии, подвергшихся микроструктурному анализу, включает мелкозернистые биотитсодержащие тоналиты и сланцевые роговики, залегающие в непосредственном экзоконтакте (рис. 1, *а—в*). Вторая серия шлифов из контакта массива первой интрузивной фазы с останцом кровли в западной части интрузии включает диориты и роговики (рис. 1, *г*, *е*). Из восточной части интрузии проанализирован кварцевый диорит (рис. 1, *д*). Внутреннее строение пород нескольких массивов второй интрузивной фазы из западной и восточной частей хребта Восточный Танну-Ола характеризуют следующие 5 ориентирных диаграмм (рис. 2).

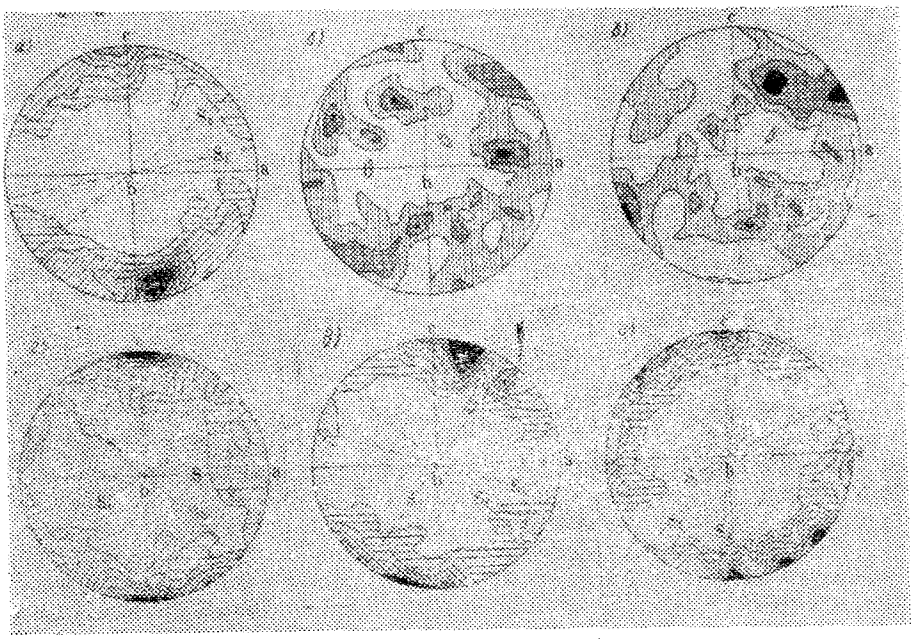


Рис. 1. Ориентирные диаграммы: *а, б* — тоналитов; *в, е* — сланцеватых роговиков; *г* — диоритов; *д* — кварцевых диоритов

а — полюсы спайности у биотита, 100 измерений, изолинии: >11 — 7— 5 — 3 — 1 %; *б* — оптические оси у кварца, 104 измерения, изолинии: >5 — 3 — 1 %; *в* — оптические оси у кварца, 102 измерения, изолинии: >5—3 — 1 %; *г, д, е* — полюсы спайности (010) у андезина, 100 измерений, изолинии: >11 — 9 — 7 — 5 — 3 — 1 %

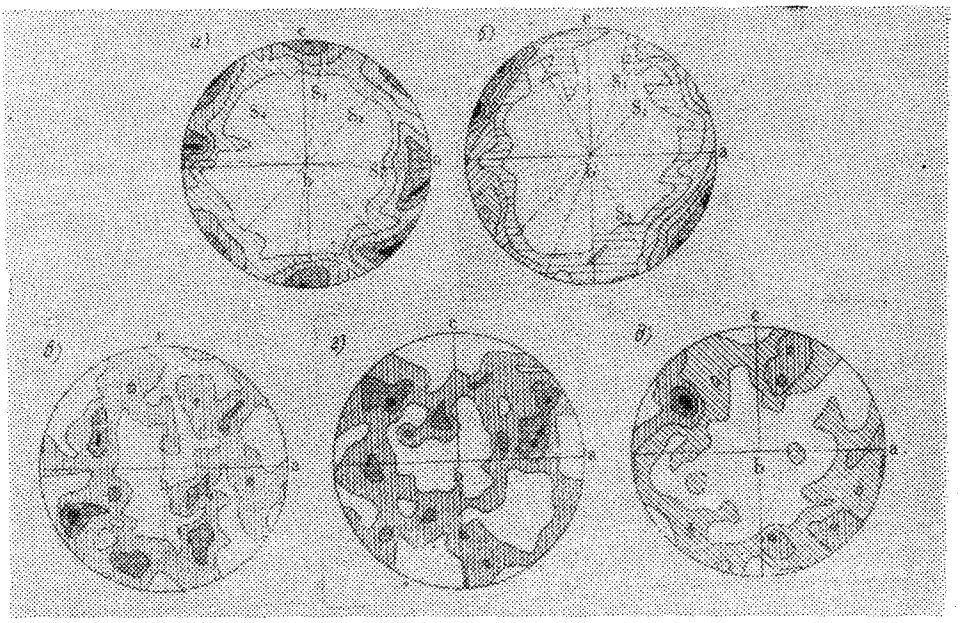


Рис. 2. Ориентирные диаграммы гранодиоритов (*а, б, в*) и гранитов (*г, д*)

а — полюсы спайности у биотита, 100 измерений, изолинии: >7 — 5 — 3 — 1 %; *б* — полюсы спайности (010) у андезина, 100 измерений, изолинии: 11 — 9 — 7 — 5 — 3 — 1 %; *в* — оптические оси у кварца, 110 измерений, изолинии: >5 — 3 — 1 %; *г* — оптические оси у кварца, 105 измерений, изолинии: >5 — 3 — 1 %; *д* — оптические оси у кварца, 103 измерения, изолинии: >7— 5 — 3 — 1 %

При общем прерывисто-поясовом характере узора всех диаграмм по биотиту и андезину из пород первой фазы становления западной и восточной частей таннуольской интрузии на каждой из них отмечается один или два сближенных доминирующих максимума, тяготеющих к оси *c** и придающих диаграмме подчас сходство с *S*-тектонитом. Симметрия узора в таких случаях приближается к моноклинной (рис. 1, *а*). Ориентирные диаграммы этих пород по кварцу имеют сложный поясовый узор, приближающийся по типу к подгруппе *S*-тектонитов. Таким образом, узоры тоналитов и диоритов являются типичными узорами тектонитов, причем строение их усложняется от ранних стадий кристаллизации (биотит, андезин) к поздним (кварц). Видимо, они образованы при сложных движениях, в результате которых происходило наложение двух или нескольких эллипсоидов деформации, возникавших один за другим вследствие наложения последовательных и различно ориентированных движений [20, 21].

Отчетливая приуроченность на ориентирных диаграммах доминирующих максимумов полюсов спайности андезина и особенно биотита к оси *c* дает право предполагать на ранних стадиях кристаллизации магмы дифференциальные движения типа плоских деформаций, близких к ламинарному скольжению (кристаллизация в процессе течения). Более поздние дифференциальные движения на последних стадиях кристаллизации и по окончании ее (когда массив реагировал как твердое тело) носили более сложный, вероятно, вращательный характер, менее всего отразившийся на ориентировке биотита, видимо, ввиду его способности к миметической кристаллизации [3]. Сохранившиеся в тоналитах и диоритах структуры типичных магматических пород свидетельствуют о том, что деформация при поздних дифференциальных движениях была не столь значительной, чтобы их разрушить.

Поразительное сходство узоров ориентирных диаграмм диоритов и сланцеватых роговиков по полюсам спайности (010) у андезина (рис. 1, *г—е*) и по оптическим осям кварцевых зерен (рис. 1, *б, в*) свидетельствует об одновременном возникновении соответствующих структур в этих породах. А доминирующий максимум у оси *c* на ориентирных диаграммах по андезину из роговиков, который в интрузивных породах является реликтом первичной текстуры течения, указывает, что именно активность магмы привела вмещающие породы непосредственного экзоконтакта в пластическое состояние и заставила их участвовать в дифференциальных движениях, присущих магме на первых стадиях кристаллизации. Аналогичные взаимоотношения тоналитов и приконтактных сланцев наблюдал Е. Ф. Осборн в районе тоннеля Валь-Верде в Калифорнии.

Ориентирные диаграммы гранитов второй фазы становления интрузии по биотиту и андезину имеют несколько более сложный, чем в породах первой фазы, замкнутый поясовый узор вокруг оси *в*, близкий узору *B*-тектонита. Однако общим для всех этих пород является приуроченность значительной части полюсов спайности биотита к оси *c*, чего совершенно не наблюдается в отношении полюсов спайности по (010) у андезина. Следовательно, ориентирные диаграммы гранитов, так же как и диаграммы пород первой фазы, содержат реликты первичной структуры течения, сохранившиеся в миметической ориентировке биотита и замаскированные последующими сложными дифференциальными движениями вдоль трех плоскостей ($S_1 - S_3$). Последние связаны,

---

* Ось *а* совпадает с линейностью, ось *в* параллельна плоскости трахитоидности, ось *с* перпендикулярна плоско-параллельной текстуре.

по-видимому, с неоднократными подновлениями разрывных нарушений, к которым приурочены массивы гранитов. Показателен в этом отношении сравнительно простой узор, образованный оптическими осями зерен кварца в гранитах небольшого штокообразного тела, находящегося вдали от крупных зон разрывных нарушений (рис. 2, *д*).

Таким образом, первичность, эндогенность всех линейных и плоскопараллельных текстур подтверждаются аналитически. В связи с этим интересно наблюдавшееся на некоторых участках массивов первой интрузивной фазы сосуществование двух различных, иногда взаимно перпендикулярных направлений трахитоидности, характеризующихся то различной, то одинаковой степенью четкости. Н. И. Кригер [7] и В. К. Монич [10] аналогичные явления для линейных текстур в некоторых гранитовых интрузиях Казахстана связывали с напряжениями, возникающими при тектогенезе в период остывания магмы и являющимися причиной образования трещиноватости, рассматривая подобные текстуры как результат переориентировки кристаллов породы в заключительный этап пластических деформаций и начальный этап трещинообразования. Для Таннуольской интрузии такое объяснение неприемлемо, так как возникновение трахитоидности именно в стадию пластической деформации подтверждается не только микроструктурным анализом, но и конформным соотношением интрузии с рамой (рис. 3), ксенолитами и шлирами. Указанное явление в породах Таннуольской

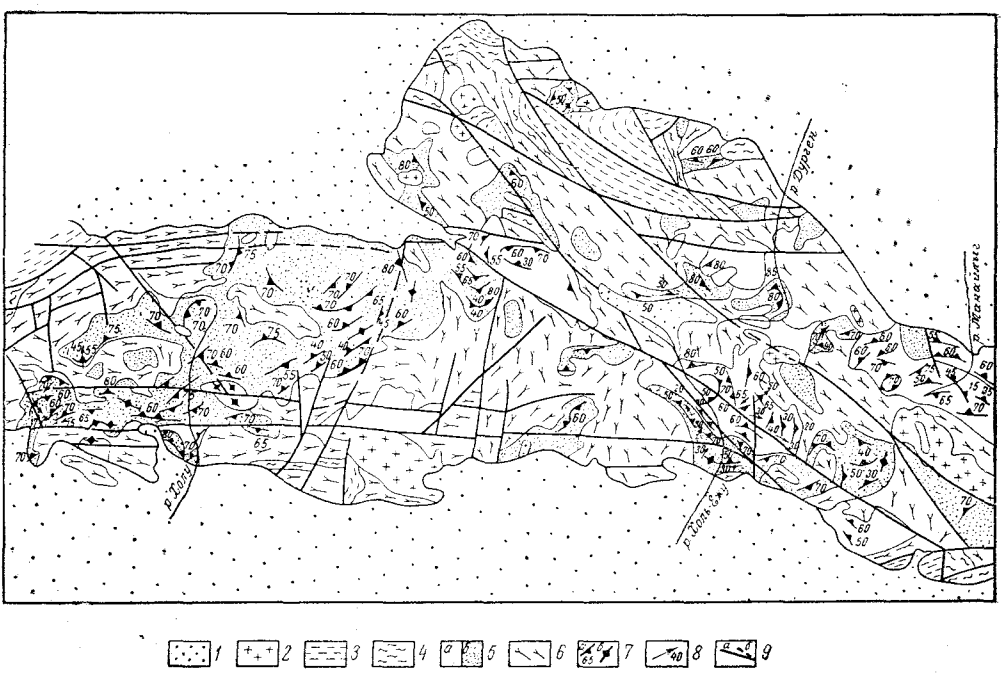


Рис. 3. Структурная схема Таннуольской интрузии

1 — четвертичная система (делювиально-пролювиальные отложения); *2* — граниты сютхольского интрузивного комплекса $Д_1$; *3* — девонская система (конгломераты, песчаники, известняки, порфириты, порфиры, их туфы); *4* — силурийская система (песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты); *5* — породы таннуольского комплекса (*а* — граниты, гранодиориты и плагиограниты второй интрузивной фазы, *б* — тоналиты, кварцевые диориты, диориты первой интрузивной фазы); *6* — кембрийская система (метаморфизованные известняки, туфопесчаники, диабазовые порфириты, кварцевые порфиры и их туфы); *7* — плоско-параллельные текстуры (*а* — наклонные 20—85°; *б* — вертикальные 85—90°); *8* — линейная текстура; *9* — линии разрывных нарушений (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые)

интрузии встречается локально, вблизи контактов и провесов кровли, что заставляет думать о возникновении его в связи с участием застывающей магмы в сложном движении, обусловленном различной ориентировкой плоскостей контактов.

Эндогенный характер ориентировки плоско-параллельных и линейных текстур позволяет выявить некоторые особенности формы интрузии.

В массивах первой интрузивной фазы ориентировка трахитоидности совпадает с общим направлением простирания складчатой структуры рамы, что особенно отчетливо проявлено в западной части интрузии. Отклонения от генерального направления согласуются либо с ориентировкой контакта, либо с локальными структурами вмещающих пород. В западной части хребта Восточного Танну-Ола преобладает северо-восточное простирание плоско-параллельных текстур, в восточной — нормальное по отношению к предыдущему северо-западное (рис. 3).

Падение плоскостей трахитоидности у контактов почти повсеместно в сторону интрузии; углы падения в западной части крутые (60—90°), в восточной — колеблются в широких пределах (30—90°), причем пологий наклон плоскостей трахитоидности (30—60°) приурочен к выходам совершенно определенных интрузивных массивов в бассейне р. Холь-Ежу. Интересно отметить, что в этих же участках интрузии зафиксирован очень пологий (0—40°) наклон линейных текстур в различных направлениях.

Совпадение пологого наклона линейности и трахитоидности служит обычно [3] надежным признаком апикальной части интрузии. Для указанного массива это заключение подтверждается наблюдением пологого, почти горизонтального контакта тоналитов с вышележащими метаморфизованными отложениями нижнего кембрия. В непосредственной связи с апикальным характером этой части интрузии проявлена локальная дискордантность и дисгармоничность отдельных выходов пород диорит-тоналитовой серии.

В массивах второй интрузивной фазы в западной части хребта Восточного Танну-Ола падение плоскостей трахитоидности преимущественно вертикальное, простирание согласно с направлением длинных осей массивов, т. е. с направлениями разрывных нарушений, к которым они приурочены. В восточной части хребта при общем соответствии простирания плоско-параллельной текстуры направлениям линий контактов массивов, которые, в свою очередь, совпадают с ориентировкой линий разрывных нарушений, приходится констатировать значительно более сложную картину. С наибольшей полнотой здесь изучены такие крупные массивы, как Манайлыгский и Холь-Ежинский. Последний, приуроченный к тектонической зоне северо-западного простирания, вытянут вдоль нее. Плоско-параллельные текстуры здесь имеют северо-западное и северо-восточное простирание, обнаруживая при этом приспособление к направлениям линий контактов массива, с падением у юго-западного и северо-восточного контакта преимущественно в сторону вмещающих пород под углами от 30 до 80° (преобладают крутые). Участки конформного соотношения внутренней структуры с поверхностью контакта характеризуются наиболее крутыми углами (60—70°). По направлению к центру углы падения плоскостей трахитоидности выполаживаются (20—60°), особенно в восточной части массива. В западной части преобладают углы 50—60°. Таким образом, Холь-Ежинский массив в целом характеризуется конформностью при частичной дискордантности и дисгармоничности.

Единичные замеры линейных текстур свидетельствуют о пологом наклоне их (10—50°) преимущественно в восточных румбах в юго-восточной части массива и более крутом (50—70°) в западных румбах — в северной части.

Как плоско-параллельные, так и линейные текстуры указывают на куполовидное строение центральной части Холь-Ежинского массива, осложненное несколькими небольшими сводами, длинные оси которых вытянуты в северо-западном и субмеридиональном направлениях.

Манайлыгский массив, расположенный на северном склоне хребта Восточного Танну-Ола, вытянут в северо-западном направлении согласно преобладающим здесь простираниям разрывных нарушений. Очертания его извилистые, частично дискордантные. Внутреняя структура, охарактеризованная замерами ориентировки плоскостей трахитоидности, имеет много общего со структурой Холь-Ежинского массива. Конформные соотношения ее с плоскостью контакта вырисовываются лишь с северной стороны. Плоскости трахитоидности наклонены здесь преимущественно в сторону вмещающих пород под более пологим углом (40—60°), чем в Холь-Ежинском массиве. В западной части массива углы наклона плоскостей трахитоидности колеблются от 50 до 80°, к востоку они выполаживаются до 15°. Анализ ориентировки плоско-параллельных текстур свидетельствует о куполовидном строении Манайлыгского массива, осложненном несколькими мелкими сводами.

Один из мелких гранитных массивов, обнажающихся к югу от Манайлыгского, как показали непосредственные наблюдения в поле, имеет пологий (50—60°) южный контакт, наклоненный в сторону массива.

Трещинная прототектоника таннуольской интрузии. В массивах первой интрузивной фазы насчитывается до 5—6 систем трещин отдельности. При сопоставлении их со структурными элементами стадии пластических деформаций различаются поперечные *Q*, продольные *S*, пластовые *L* и диагональные *D*. На некоторых участках массивов наблюдаются пологопадающие трещины отдельности (низовья р. Ирбитей), часто вмещающие дайки мелкозернистых гранитов, аплитов (дайки первого этапа по классификации О. С. Полкового [16]) и порфиритов (дайки второго этапа). Учитывая заполнение этих трещин разноэтапными жильными породами, можно полагать, что они представляют собой, согласно Р. Болку [19], краевые трещины или пологие нормальные сбросы, возникновение которых связано с расширением массива при продолжающемся движении плутонических масс вверх.

Внедрение аплитовых даек и, следовательно, возникновение вмещающих их трещин происходило до момента полной консолидации интрузии. Об этом свидетельствует, в частности, наблюдавшаяся на левобережье р. Ирбитей вблизи северо-западного контакта массива трахитоидная текстура в диоритах на контакте с маломощной дайкой аплита. При этом наиболее отчетливая трахитоидность совпадает с местами резких пережимов и выклинивания дайки. Неоднократно наблюдавшиеся случаи использования одной аплитовой дайкой сразу нескольких трещин различной ориентировки (рис. 4, *а*) свидетельствует об одновременности возникновения этих трещин.

Трещинная тектоника массивов таннуольской интрузии автономна и не соответствует трещиноватости во вмещающих их породах. Так в северо-западном эндоконтакте интрузивного массива первой фазы на левобережье р. Ирбитей, где измерялось сплошное обнажение вдали от разрывных нарушений, четко выделяются две системы крутопадающих и одна пологая система трещин отдельности (рис. 4, *б*, *в*). Во вмещающих ороговикованных породах нижнекембрийского возраста в 50 *м*

от контакта с интрузией отчетливо выражена лишь система горизонтальных трещин, остальные ориентированы хаотично, не образуя на диаграмме (рис. 4, *д*) сколько-нибудь выделяющихся максимумов, причем трещины северо-восточного простирания резко меняют азимут па-

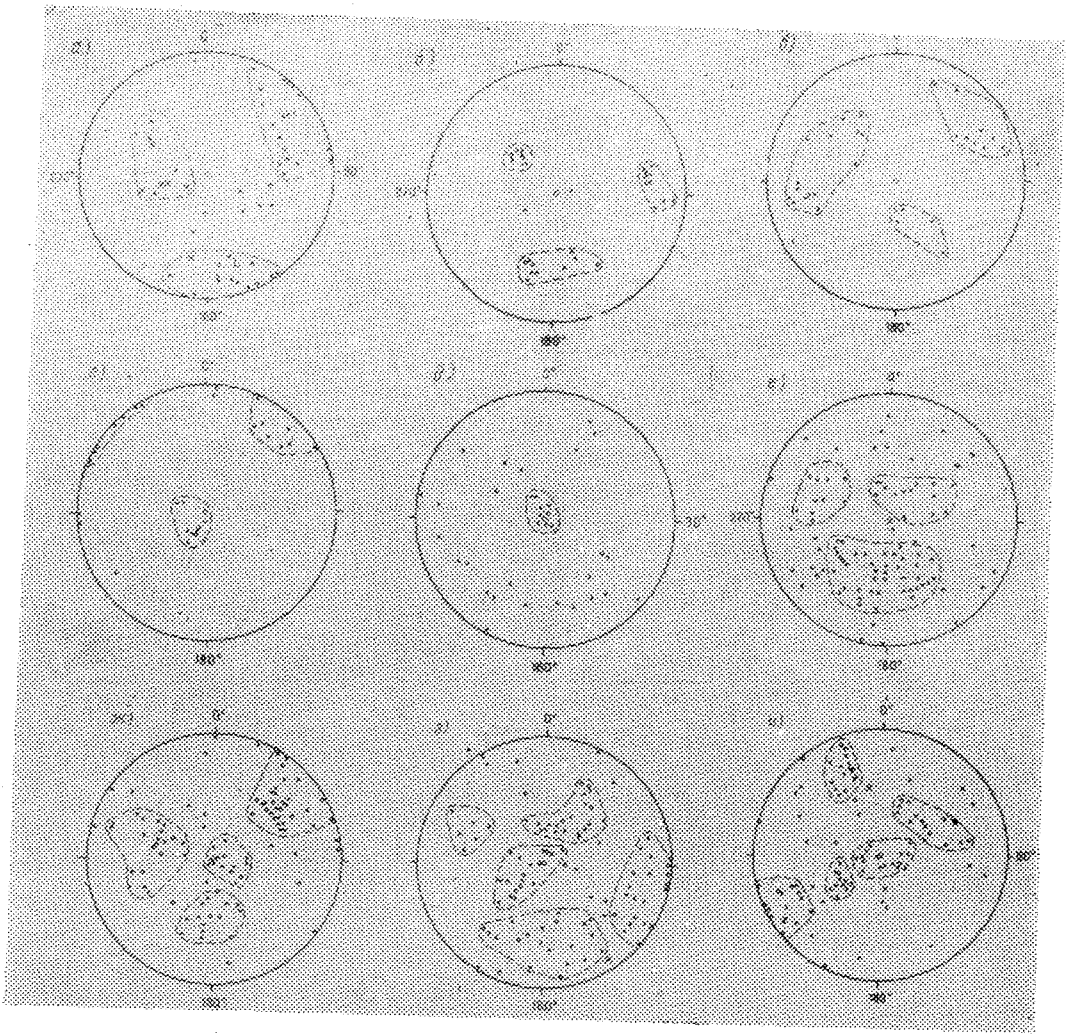


Рис. 4. Точечные диаграммы ориентировки полюсов трещин отдельности

а, *б*, *в* — в диоритах; *г* — сланцеватых роговиках; *д* — ороговикованных порфиритах нижнекембрийского возраста (северо-западный контакт интрузии); *е* — в тоналитах; *ж* — палингенных габбро-диоритах; *з* — роговиках; *и* — порфиритах нижнекембрийского возраста (юго-восточный контакт интрузии). *X* — трещины, заполненные жилами аплита; *L* — пластовые трещины

дения. В юго-восточном контакте этого массива породы рамы как в приконтактовой зоне (рис. 4, *з*), так и в 1,5 *км* от интрузии (рис. 4, *и*) имеют 5 систем трещин отдельности: пластовую, продольную, поперечную и 2 диагональных, тогда как тоналиты — только 3 (рис. 4, *е*). Наряду с этим нельзя не отметить некоторое сходство в ориентировке систем трещин интрузивных пород и пород экзоконтакта, а также промежуточный характер трещиноватости в породах метасоматического происхождения (рис. 4, *ж*), обнаженных между роговиками и тоналитами. Серия диаграмм по северо-западному контакту массива иллю-

стрирует также полное тождество трещиноватости в рассланцованных роговиках из непосредственного экзоконтакта (рис. 4, *г*) и в интрузивных породах (рис. 4, *б*, *в*). Кроме того, можно отметить, что система трещин в этих последних, ориентированная параллельно линии контакта (рис. 4), постепенно изменяет наклон по направлению от интрузии, приобретая отвесное падение в зоне непосредственного экзоконтакта. Одновременно и в соответствии с этим происходит и некоторое смещение остальных систем трещин отдельности. Иначе говоря, имеет место поворот структурного блока приблизительно на 45°, что в какой-то мере отвечает представлениям М. А. Усова [18], В. В. Белоусова [1], В. Н. Павлинова [11, 12] об изменении положения пластовой отдельности от горизонтальной в верхней части интрузива до крутопадающей в крутых боковых контактах.

Общие закономерности ориентировки трещинной решетки в пределах массивов первой интрузивной фазы отражены на схеме рис. 5. Сводные розы-диаграммы простирания трех главных систем трещин (*Q*, *S* и *L*) для западной и восточной частей интрузии на первый взгляд свидетельствуют о стабильности структурного блока. В обоих случаях они имеют одинаковое число лучей, лежащих в одних и тех же азимутальных интервалах. Однако это сходство только кажущееся. Максимум, отвечающий простиранию системы поперечных трещин в западной части интрузии, соответствует максимуму простираний продольных трещин в восточной части и наоборот. Это явление связано с различием общей ориентировки структурных блоков в западной и восточной частях интрузии приблизительно на 90°.

Изложенные факты позволяют рассматривать трещиноватость Таннуольской интрузии как эндокинетическую [15], в связи с чем есть основания полагать, что ориентировка трещин отдельности не может не отражать форму интрузивных массивов.

Для анализа трещинной тектоники Таннуольской интрузии с целью получения сведений о форме массивов нами применялась методика, разработанная Е. Н. Пермяковым [13, 14] для изучения тектоники осадочных толщ платформенных областей и успешно использованная В. К. Моничем [10] для изучения внутренней структуры поздне- и послескладчатых интрузий Центрального Казахстана с эндокинетическим типом трещиноватости. Розы-диаграммы строились обычным способом с интервалом между радиусами 10° и вычерчивались со структурными шестиугольниками на схеме трещинной тектоники Таннуольской интрузии в масштабе, соответствующем размерам каждого из массивов.

Как показывает анализ схемы рис. 5, розы-диграммы для западной и восточной частей Таннуольской интрузии несколько различны.

Сводная роза-диаграмма для западной части интрузии может быть отнесена, согласно классификации В. К. Монича, к комбинированному типу, характеризующемуся сочетанием диагональных лучей с лучше развитыми продольно-поперечными лучами. Продольный луч (СВ 70°) развит несколько более, чем поперечный (СЗ 320°), диагональные лучи (СЗ 280° и СВ 50°) примерно одинаковы. Такой тип трещиноватости, по В. К. Моничу, соответствует куполовидным интрузивам, но не вблизи апикальной части, где преобладает продольно-поперечная трещиноватость (тип *12*). Такой вывод совпадает с данными анализа текстур течения. Ось западной части интрузии, определенная по правилу параллелограмма, имеет направление СВ 70°.

Сводная роза-диаграмма для восточной части интрузии относится к одностороннему типу, отличающемуся резкой удлиненностью продольного луча (СЗ 310°) при подчиненном развитии поперечного (СВ 50—

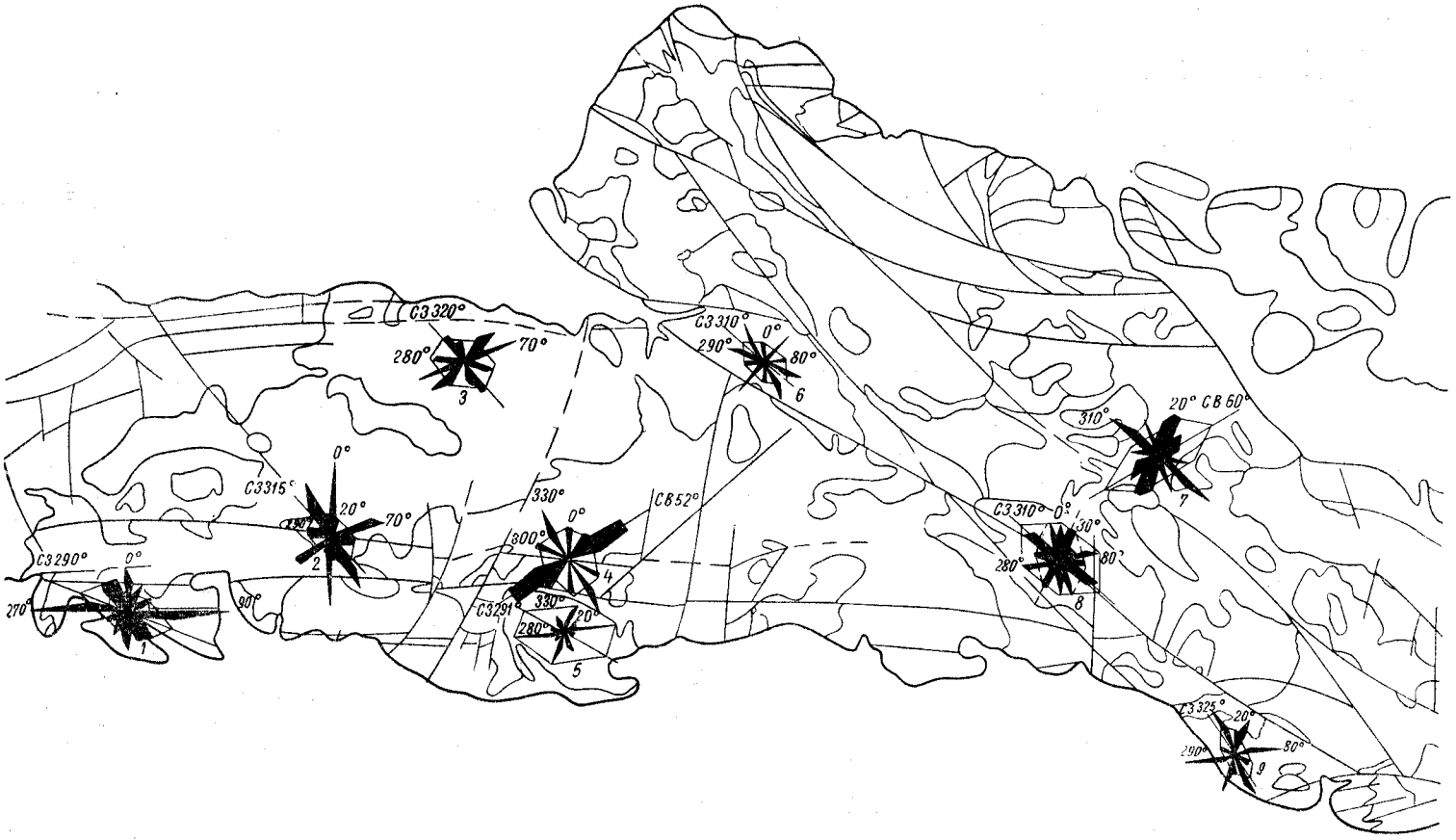


Рис. 5. Схема трещинной тектоники Таннуольской интрузии

80°). Диагональные лучи (СЗ 280° и СВ 10°) развиты примерно одинаково. Дополнительный луч (СЗ 340°) является, по-видимому, отщеплением от поперечного луча. Этот тип трещиноватости характерен для местных структур прогиба, в частности, для структур оседания в средней части интрузивных сводов и куполов, а также для узких линейных прогибов на продолжении провесов кровли. Этот вывод хорошо согласуется с результатами анализа первичных текстур течения, а также с непосредственными наблюдениями в поле обильных останцов кровли на всем участке северо-западного простирания структур. Направление оси общей структуры восточной части интрузии СЗ 325°. В массивах второй интрузивной фазы трещинная тектоника отличается простотой. Здесь повсеместно отмечается три доминирующих системы первичных трещин отдельности, характеризующихся ровными поверхностями и хорошей выдержанностью на больших расстояниях. Пологопадающая система трещин является наиболее выдержанной и четкой, что хорошо видно, в частности, в Теректигхемском (южном) массиве.

Наблюдаемые в ряде мест (междуречье рек Холу-Диргиш, среднее течение рек Холь-Ежу и Арысканныг-Хем и др.) каменные реки, состоящие из блоков биотитовых гранитов и плагиогранитов в форме правильных прямоугольных параллелепипедов гигантских размеров (до 2—3 *м* в поперечнике и 2—3 *м* в высоту) дают представление о форме и размерах структурного блока в не вскрытом эрозией коренном залегании. Такую же крупноглыбовую параллелепипедальную отдельность можно наблюдать и в коренных обнажениях Манайлыгского и Теректигхемского (южного) массивов.

Указанные особенности трещинной тектоники гранитов второй интрузивной фазы, ее простота и выдержанность, особая четкость пологопадающей системы — все свидетельствует о первичном, эндогенном происхождении трещинной решетки.

Сводные розы-диаграммы для анализа по методу Е. Н. Пермякова — В. К. Монича были составлены с учетом замеров первичных трещин отдельности в массивах: Аптаринском, Деспеновском, Аккемском, Холь-Ежинском и Теректигхемском. Участковая диаграмма для Кара-Кожагарского массива основана на 100 замерах любых трещин (без предварительного выяснения их происхождения), наблюдавшихся в пределах участка площадью в несколько квадратных метров. Все розы-диаграммы трещиноватости гранитных массивов второй фазы близки друг другу по числу и ориентировке максимумов. Анализ по методу Е. Н. Пермякова — В. К. Монича позволяет дополнительно выявить некоторые особенности этих диаграмм.

Сводная роза-диаграмма *2* (рис. 5) для Аптаринского массива относится к четко выраженному продольно-поперечному типу, отличающемуся большой интенсивностью лучей, занимающих продольное (СЗ 330°) и поперечное (СВ 70°) положения по отношению к оси массива. Продольный луч несколько более развит и раздвоен, диагональные лучи (З 270° и СВ 20°) незначительны. Согласно классификации В. К. Монича, такой тип трещиноватости свойственен целому ряду различных по форме интрузий, в том числе некоторым вертикальным дайкообразным массивам (тип *5*).

Учитывая вытянутую форму интрузивного массива, продольную и вертикальную ориентировку плоскостей трахитоидности и наличие мелких выходов аналогичных пород в направлении оси массива (СЗ 315°), совпадающей с направлением разрывных нарушений, можно предположить, что эти выходы являются еще не полностью вскрытыми эрозией продолжением собственно Аптаринского массива. В таком случае

сделанная нами расшифровка розы-диаграммы соответствует действительному положению вещей. Характерно, что боковая сторона структурного шестиугольника параллельна ориентировке одной из длинных сторон массива.

Трещиноватость Деспеновского массива (роза-диаграмма *4*, рис. 5) также может быть отнесена к продольно-поперечному типу. Продольный (СВ 50°) и поперечный (СЗ 330°) лучи одинаково хорошо развиты, диагональные лучи (СЗ 300° и СЗ 350°) одинаковы по длине и расположены симметрично к главным лучам. Из указываемых В. К. Моничем пяти типов интрузивных тел, обладающих подобной трещиноватостью, к Деспеновскому массиву ближе всего подходят следующие: широкие сводовые интрузивы с плоской или слабоволнистой верхней поверхностью (тип *1*), односторонние, наклонные интрузивы с преимущественно моноклинальным наклоном поверхности (тип *3*) или средняя часть куполов (довольно хорошо развита диагональная трещиноватость) — тип *4*. К сожалению, более точная расшифровка розы-диаграммы по Деспеновскому массиву невозможна из-за отсутствия данных о характере структурных элементов стадии пластических деформаций. Предположение о сводообразном, куполообразном или моноклинально падающем типе интрузива представляется правдоподобным ввиду того, что прямые геологические наблюдения, в частности, соотношение контура интрузии с рельефом, свидетельствуют о выходе на поверхность прикровлевых частей массива и очень пологом залегании кровли. Двухстороннее смещение контуров массива широтной зоной разлома указывает на большую вероятность куполообразной или сводообразной формы массива с более пологим падением северо-западного контакта. Ось Деспеновского массива имеет направление СВ 52°, почти совпадающее с направлением ближайшего к востоку разрывного нарушения.

Роза-диаграмма трещиноватости одного из юго-западных участков Кара-Кожагарского массива (рис. 5, *1*) представляет сложную систему с увеличенным числом лучей, которую из-за непропорционально развитого продольного луча можно считать односторонним продольным типом трещиноватости. Такая роза-диаграмма, по В. К. Моничу, характеризует зоны интрузий, непосредственно примыкающие к наложенным разрывным нарушениям (тип *7*), что соответствует наблюдаемому в действительности. Причем главный луч направлен вдоль зоны разрывных нарушений, перекрытой делювиально-пролювиальными отложениями. Вместе с тем сквозь наложенную трещиноватость просвечивает комбинированный тип трещиноватости с характерной трехлучевой системой диагональных лучей (СЗ 320°, СВ 30° и СВ 60°), из которых один (СВ 30°) представляет отклонившийся поперечный луч. Этот тип свойственен второстепенным куполам на своде и на склонах более крупных форм. В. К. Монич указывает, что для таких интрузивов обычно появление столбообразной, башневидной или слонообразной отдельности (каменных палаток), что наблюдается и в данном массиве («Кара-Кожагар» по-русски «черные столбы»). Ось массива, определенная по правилу параллелограмма Е. Н. Пермякова, имеет направление СЗ 290°.

Аккемский и Теректигхемский массивы (сводные розы-диаграммы соответственно *6* и *9*, рис. 5) обладают тем же продольно-поперечным типом трещиноватости, что и Деспеновский массив, и отличаются от Аптаринского более интенсивным развитием диагональной трещиноватости. В Аккемском массиве продольный луч раздвоен (СЗ 290° и 330°), одинаково развитые диагональные лучи (С 0° и СВ 80°) расположены симметрично по отношению к поперечному лучу (СВ 40°). Аккемский массив — это либо широкая сводовая интрузия с плоской или слабо

волнистой верхней поверхностью (тип *1*), либо средняя часть купола (тип *4*), что не противоречит данным структурного анализа плоскопараллельных текстур этого массива. Ось массива направлена параллельно Унгешскому разлому (СЗ 310°). В Теректигхемском массиве также одинаково развитые диагональные трещины (СЗ 290° и С 0°) расположены несколько несимметрично по отношению к продольному (СЗ 330°) и поперечному (СВ 80°) лучам. Анализ сводной розы-диаграммы, непосредственные полевые наблюдения плоскости контакта и данные об ориентировке плоскостей трахитоидности позволяют считать этот массив односторонним, наклонным интрузивом с преимущественно моноклинальным наклоном поверхности (тип *3* по В. К. Моничу). Ось интрузии имеет направление СЗ 325°, одна из боковых сторон структурного шестиугольника параллельна простиранию плоскости юго-западного контакта массива.

Несколько отличной от рассмотренных ранее является сводная роза-диаграмма Холь-Ежинского массива (рис. 5, *8*), характеризующая сложный тип трещиноватости с увеличенным числом лучей: продольный (СЗ 300°), поперечный (СВ 20—30°) и четыре диагональных, два из которых, возможно, представляют один раздвоенный, а третий — отщепление от продольного. Все лучи, за исключением одного, одинаково хорошо развиты. Подобная сводная диаграмма свойственна, по В. К. Моничу, морфологически сложным лакколитовым и куполообразным интрузивам с прогнувшейся средней частью и несколькими вершинами, что как раз и констатировалось нами при описании первичных текстур течения.

В связи с причудливой, неправильной формой контура Холь-Ежинского массива и изометричностью соответствующей розы-диаграммы структурный шестиугольник может быть построен в двух вариантах. В первом — направление оси массива (СЗ 310°) точно совпадает с направлением зоны разрывных нарушений, являющейся продолжением Унгешского разлома, во втором — оно (СВ 20°) близко к направлению субмеридионального дизъюнктива, идущего вдоль р. Дурген.

Для сравнения характера трещиноватости в гранитах различного возраста в пределах хребта Восточного Танну-Ола нами был проведен структурный анализ трещин отдельности в заведомо более молодых гранитах Кызылдагского массива, расположенного непосредственно к югу от Деспеновского массива. Сводная роза-диаграмма Кызылдагского массива (рис. 5, *5*) отличается от диаграммы Деспеновского массива иной ориентировкой максимумов и иным расположением главных лучей по отношению к оси массива. Она отражает диагональный тип трещиноватости с тремя диагональными лучами (СВ 20°, СВ 80° и СЗ 280°), один из которых (наименее развитый — СВ 280°), возможно, представляет отклонившийся продольный луч (СЗ 340°). Последний развит несколько лучше, чем поперечный (СВ 50°). Подобная роза-диаграмма присуща сводообразным или куполообразным интрузивам, а также гребневидным и валообразным участкам интрузива [10].

Боковые стороны структурного шестиугольника параллельны простиранию плоскостей северо-восточного и юго-западного контактов Кызылдагского массива, что указывает на наличие в данном случае крутых боковых склонов купола или свода. Во всяком случае, все из возможных способов интерпретации формы интрузива не исключают друг друга, в какой-то мере подтверждаясь и ориентировкой плоскостей трахитоидности. Ось массива имеет направление на СЗ 290°. Таким образом, разновозрастные гранитные интрузии, даже расположенные

в непосредственной близости друг от друга, имеют отличную ориентировку трещинной решетки.

Выводы

1. В породах обеих фаз становления таннуольской интрузии отмечается наличие плоско-параллельных текстур, имеющих, по данным микроструктурного анализа, первичное (эндогенное) происхождение. Трахитоидность наиболее отчетливо выражена в эндоконтактах массивов первой интрузивной фазы и вызвана дифференциальными движениями типа ламинарного скольжения, т. е. кристаллизацией в процессе течения.

2. Трещинная тектоника таннуольской интрузии автономна и, согласно классификации А. А. Полканова, относится к эндокинетическому типу, на что указывают: а) простота и выдержанность трещиноватости в породах обеих фаз становления интрузии по сравнению с трещиноватостью вмещающих пород; б) постепенное изменение характера трещиноватости при переходе от интрузивных пород к палингенным и неизмененным вмещающим; в) постепенная переориентировка структурного блока в зонах эндоконтакта до совпадения ориентировки одной из систем трещин отдельности с положением плоскости контакта; г) тождественность трещиноватости эндоконтактных зон и сланцеватых роговиков из непосредственного экзоконтакта массивов первой интрузивной фазы.

3. Ориентировка трещин отдельности в интрузивных массивах взаимосвязана с ориентировкой первичных текстур течения.

4. Результаты изучения ориентировки трахитоидности и анализа трещиноватости по методу Е. Н. Пермякова — В. К. Монича хорошо согласуются с выводами о строении интрузии, сделанными по непосредственным полевым наблюдениям, и являются, по-видимому, объективными критериями для суждения о форме интрузивных массивов.

5. Структурные особенности массивов подтверждают вывод о большей глубине эрозионного среза западной части интрузии по сравнению с восточной, сделанный на основании общих геологических наблюдений.

6. Массивы первой интрузивной фазы в западной части хребта Восточного Танну-Ола представляют серию узких, линейно вытянутых, продольных по отношению к складчатой структуре и основным разрывным нарушениям, крутонаклоненных интрузивных тел с клиновидным поперечным сечением и весьма не ровной прикровлевой поверхностью. В менее эродированной восточной части хребта обнажается апикальная часть этой интрузии и многочисленные мелкие интрузивные тела, представляющие собой вертикальные ее выступы типа дайкообразных апофизов.

7. Большинство массивов второй интрузивной фазы представляет собой тела небольшой вертикальной мощности с весьма сложной куполообразной поверхностью, осложненной второстепенными сводами и прогибами в средней части. Реже встречаются вертикальные трещинные тела.

8. Форма таннуольской интрузии, выявленная с помощью структурного анализа, свидетельствует о генетической связи ее с разрывными нарушениями, сформировавшими структуру хребта Восточного Танну-Ола.

9. Отличная ориентировка и иной тип (по В. К. Моничу) трещинной решетки Кызылдагского гранитового массива по сравнению с расположенным в непосредственной близости от него Деспеновским масси-

вом таннуольского комплекса подтверждает представление о значительно более позднем его внедрении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
2. Дорофеева Э. Ф. О гетерогенности пород таннуольского магматического комплекса (Тува). Зап. ЛГИ, т. XLIX, вып. 2, 1965.
3. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
4. Иванова Т. Н. Роль ассимиляции в формировании интрузий таннуольского комплекса. Петрографический сб. № 2. Изд. ВСЕГЕИ, 1957.
5. Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы. «Сов. геология» № 11, 1959.
6. Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Госгеолтехиздат, 1963.
7. Кригер Н. И. Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. Мат-лы по инж. геол., вып. 2. Металлургиздат, 1951.
8. Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности их проявления. ДАН СССР, т. 65, № 1, 1949.
9. Лукашев Г. Н. О характере кембрийских структур Восточного Танну-Ола. ДАН СССР, т. 154, № 5, 1964.
10. Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, 1957.
11. Павлинов В. Н. О структуре некоторых лакколитов района кавказских минеральных вод. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21/2, 1946.
12. Павлинов В. Н. Формы и механизм образования малых интрузий типа лакколитов. Изд. МГРИ, 1949.
13. Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Изд. МОИП, 1949.
14. Пермяков Е. Н. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. Тр. Моск. филиала ВНИГРИ, вып. 11, 1951.
15. Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. ДАН СССР, т. 48, № 9, 1945.
16. Полковой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий. Тр. ИГН АН СССР, вып. 107, 1950.
17. Рачковский И. П. Основные черты геологической структуры Северной Монголии и Тувы. Изд. АН СССР, 1934.
18. Усов М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1940.
19. Balk R. Structural behavior of igneous rocks. Mem. Geol. Soc. Am., № 5, 1937.
20. Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.
21. Sander B. Gefügekunde und ihre Anwendungen. Zeitschr. Angew. Min. 1, 1939.