

УДК 551.4 : 551.24 (574.243)

М. Е. ГОРОДЕЦКАЯ

О СУБШИРОТНОЙ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ
ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

Настоящая статья является опытом применения метода структурно-геоморфологического анализа (Герасимов, 1946, 1959) при изучении истории развития рельефа Тургайского прогиба в новейшее время.

Тургайский прогиб отделяет горный Урал от Казахского мелкосопочника и одновременно соединяет две крупные платформенные равнины — Западно-Сибирскую и Туранскую. В меловое и палеогеновое время территория прогиба являлась преимущественно областью тектонического опускания. Она неоднократно превращалась в пролив, соединявший крупные морские бассейны Западной Сибири и Турана (Атлас литолого-палеогеографических карт, 1967). Одна из наиболее значительных, чеганская трансгрессия, была здесь в позднем эоцене — раннем олигоцене.

Начало новейшего тектонического этапа в пределах Тургайского прогиба, характеризовавшегося преимущественно поднятиями этой территории, мы связываем с началом регрессии чеганского моря в раннем олигоцене. В последующий континентальный период здесь сформировались три крупные субширотные положительные неоструктуры (структурные ступени): Северо-Тургайская, Центрально-Тургайская и Южно-Тургайская (рис. 1). Последняя ограничена на юге Челкар-Тенгизской впадиной, которая, являясь пограничной структурой прогиба, тяготеет к новейшим структурам Северного Приаралья.

Представление о суммарной величине тектонических деформаций до-неогеновой поверхности Тургайского прогиба дает структурная карта по кровле морских отложений чеганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен), составленная А. Г. Доскач и нами (Доскач 1968). Чтобы получить сравнительные величины новейших суммарных деформаций, мы приняли за «относительный нуль» чеганского моря его уровень в начале регрессии, допустив при этом, что данный уровень соответствовал современному уровню Мирового океана. При этом условии максимальная суммарная амплитуда новейшего поднятия в границах прогиба достигает 210—240 м и характеризует деформации в области Центрально-Тургайской ступени, где проходит линия современного Арало-Иртышского водораздела. В границах расположенных севернее и южнее Северо-Тургайской и Южно-Тургайской структурных ступеней суммарная амплитуда новейшего поднятия не превышает 160—180 м, а в Челкар-Тенгизской впадине — 50—80 м.

Новейший структурный план Тургайского прогиба в целом не наследует структуру фундамента, в которой преобладает уральское, субмеридиональное и северо-северо-восточное простираие основных структурных элементов (Ростовцев и др., 1958). В то же время сопоставление новейшей структуры прогиба со структурой мезокайнозойского чехла (Тектонические схемы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла: Западно-Сибирской плиты; Атлас структурных, палеотектонических

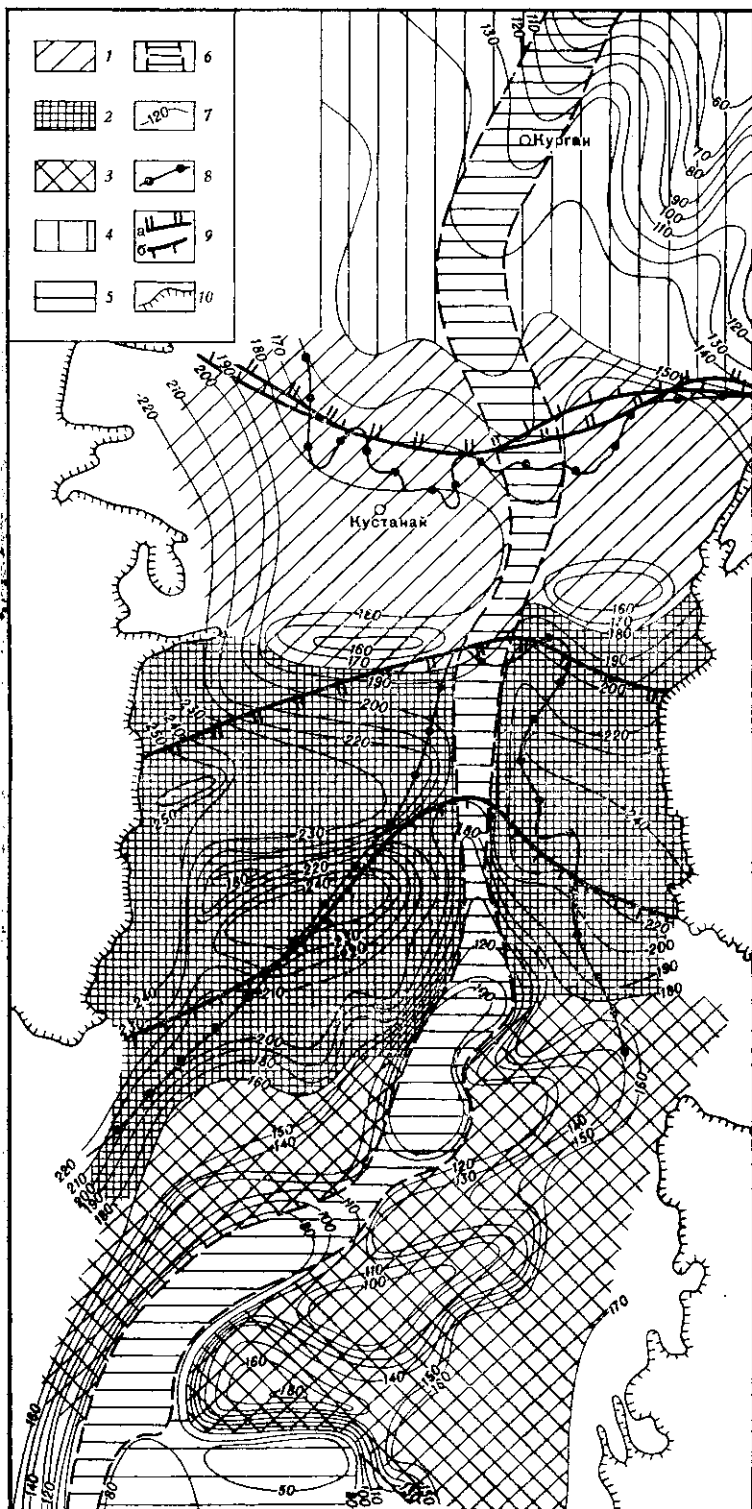


Рис. 1. Схема новейшей структуры зоны Тургайского прогиба.

Субширотные структурные ступени собственно Тургайского прогиба: 1 — Северо-Тургайская, 2 — Центрально-Тургайская, 3 — Южно-Тургайская. Структуры сопредельных территорий: 4 — Предтургайская ступень, 5 — Челкар-Тенгизская впадина, 6 — Тургайский субмеридиональный линсамент (ложбина); 7 — изолинии суммарной деформации поверхности морских отложений чеганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен); 8 — нулевая стратонизогипса подошвы мезо-кайнозойских отложений. Границы: 9 — Кустанайской седловины (а — по Н. Н. Ростовцеву, 1964; б — по М. Я. Рудкевичу, 1969), 10 — палеозойского обрамления

карт..., 1970) убеждает в наличии между ними четкой преемственности. Древняя и новейшая структуры чехла имеют единое субширотное простирание и наложены на субмеридиональные дислокации фундамента.

Наиболее приподнятая положительная древняя структура мезокайнозойского чехла — Кустанайская седловина, где подошва отложений чехла лежит выше нулевой стратозиогипсы (рис. 1). В осевой ее части мощность осадочной толщи не превышает 150 м, а кровля палеозойского фундамента имеет абс. высоты более 0 м. Как субширотное поднятие эта седловина сформировалась еще в юрское и раннемеловое время. На границе ранне- и позднемелового времени ее центральная часть опустилась, однако в палеоцене здесь вновь был выступ, который располагался выше уреза воды. В эоценовое время на общем фоне опускания седловины фиксируется сокращенной мощностью осадков (Рудкевич, 1969). Эта четко выраженная древняя структура с высокоподнятым кристаллическим основанием находит прямое отражение в новейшей структуре Тургайского прогиба. В то же время наиболее высоко поднятая новейшая структура прогиба — Центрально-Тургайская ступень, имеющая максимальные для зоны прогиба абсолютные отметки современной поверхности (280—320 м) и максимальную амплитуду новейшего поднятия (210—240 м), расположена на южном крыле седловины с относительно увеличенной (до 240—320 м) мощностью осадочной толщи. Сопоставление схемы новейшей структуры прогиба с тектоническими схемами разных авторов показывает, что в зависимости от временного среза новейшая Центрально-Тургайская ступень оказывается либо в южной половине Кустанайской седловины, либо на северном борту расположенной южнее Тургайской впадины. В границах основной части Кустанайской седловины находится Северо-Тургайская ступень, для которой характерна меньшая суммарная амплитуда новейшего поднятия (рис. 2). Что же касается Южно-Тургайской ступени, то она полностью расположена в пределах древней структуры Тургайской впадины, где кристаллический фундамент последовательно погружается в южном направлении, достигая вблизи солончака Челкар-Тенгиз глубины 1000—1300 м. Челкар-Тенгизская впадина наследует погруженную часть этой древней отрицательной структуры, резко контактируя с Южно-Тургайской ступенью в районе обрывов — чинков северного борта солончака Челкар-Тенгиз.

Нам представляется, что, анализируя новейшую структуру прогиба, нельзя говорить о простом унаследованном развитии Кустанайской седловины. В новейшее время в прогибе сформировалась положительная ступенчатая субширотная Тургайская неоструктура, которая, повторяя в общих чертах древнюю субширотную структуру чехла, распространяется как южнее, так и значительно севернее последней (Городецкая, 1972). При этом отмечается значительное смещение к югу оси Тургайской неоструктуры (Доскач, 1968). На юге в поднятие втягивается северная часть древней Тургайской впадины; в новейшее время площадь прогиба, занятая отрицательной структурой, сокращается, и наоборот, возрастает площадь, занятая структурами положительными.

Когда же завершилось формирование субширотной ступенчатой Тургайской неоструктуры прогиба и на каком этапе ее развития произошло смещение оси новейшего поднятия к югу? Для ответа обратимся к сравнительному анализу мощностей и возраста послечеганских континентальных отложений, участвующих в строении субширотной новейшей структуры прогиба (рис. 2).

Как уже отмечалось, Северо-Тургайская ступень, находясь в пределах Кустанайской седловины, характеризуется сравнительно небольшой мощностью осадочного чехла. Сокращенная до 30—50 м толща морских отложений чеганской свиты перекрыта здесь маломощными (10—15 м) континентальными отложениями средне-позднеолигоценового возраста, понижения в кровле которых выполнены озерными отложениями ранне-

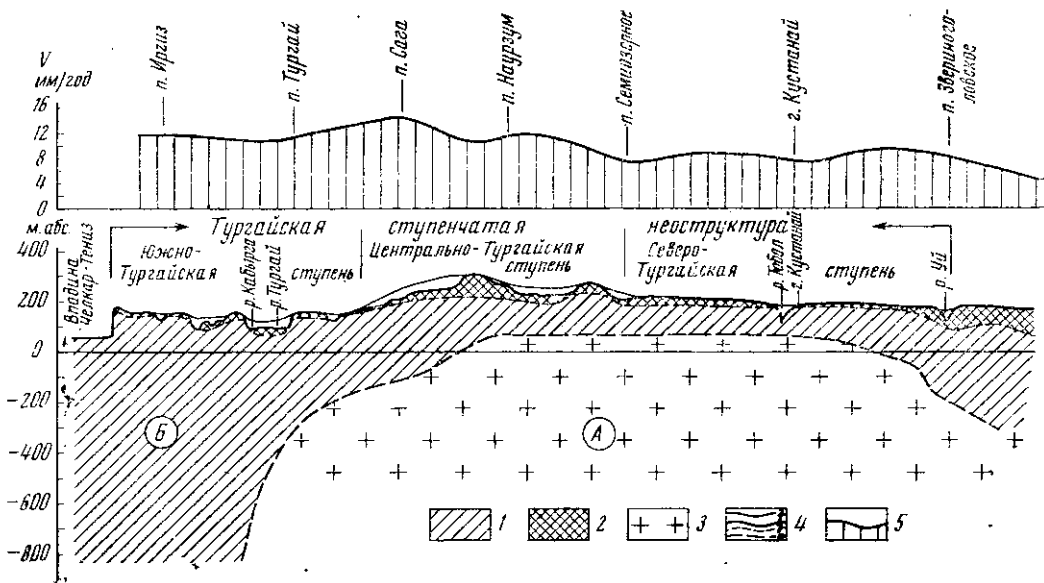


Рис. 2. Меридиональный схематический разрез Тургайского прогиба.

Мезо-кайнозойские отложения платформенного чехла: 1 — преимущественно морские отложения мел-палеогенового возраста, 2 — континентальные надчеганские отложения, 3 — породы фундамента, 4 — поверхности: а — погребенного фундамента, б — погребенной кровли чеганской свиты, в — современного рельефа, г — первичного рельефа (предполагаемого); 5 — скорости современных тектонических движений. (По А. Е. Козловой, 1969 г. по материалам обследования реперов линии повторного нивелирования Челябинск — Иргиз). Структуры: А — Кустанайская седловина; Б — Тургайская впадина

среднемиоценового возраста мощностью до 7—10 м. В последующее за средним миоценом время эта область преимущественной денудации; в конце среднего — начале позднего плиоцена — область неглубокого эрозионного расчленения (Сигов, 1958; Кошелев, 1959; Бобоедова, 1966, и др.). В позднем плиоцене — начале плейстоцена эрозионные врезы частично выполняются маломощными аллювиальными и озерными отложениями, на которых в плейстоцене формируется делювиальный чехол.

Очевидно, к началу позднего плиоцена, т. е. в конце этапа эрозионного расчленения, Северо-Тургайская ступень была уже относительно приподнята и расчленена. В плейстоцене на ее водоразделах преобладали процессы денудации, а также местное перераспределение осадков.

Разрез континентальных отложений олигоцена и миоцена в пределах Центрально-Тургайской ступени в общем аналогичен разрезу Северо-Тургайской ступени. Однако судя по мощности олигоцен-миоценовой толщи и возрасту перекрывающих ее отложений, северная часть Центрально-Тургайской ступени в структурном отношении отличается от южной. Если в северной ее части суммарная мощность континентальных «надчеганских» отложений не превышает 40—55 м, то в южной она возрастает более чем вдвое (до 100—115 м). Суммарная мощность средне-верхнеолигоценовых и ниже-среднемиоценовых отложений на юге ступени вдвое больше, чем на севере (60—65 против 30 м). На Терсекском плато они перекрыты маломощными (5—10 м) суглинками преимущественно делювиального и элювиального генезиса и широкого (от миоплиоцена до плейстоцена) возрастного диапазона. Эти суглинки фиксируют здесь миоценовую поверхность выравнивания, современные отметки которой составляют 260—280 м абс. высоты (Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР, 1972).

На юге ступени в пределах Улькаякского плато ниже-среднемиоценовые отложения перекрывает толща суглинков мощностью до 35 м, а восточнее Тургайской ложбины мощность аналогичных суглинков и под-

стиллающих их глин местами возрастает до 55 м. Возраст суглинков и подстилающих их глин — поздний плиоцен — начало плейстоцена, а генезис — озерный и делювиальный (Илларионов, 1970).

Таким образом, один и тот же промежуток времени (средний олигоцен — ранний-средний миоцен) в южной половине Центрально-Тургайской ступени характеризуется толщей, мощность которой вдвое превышает мощность аналогичных отложений не только в северной части данной ступени, но и севернее последней — в пределах Северо-Тургайской ступени. Объяснить это различие позднейшей эрозионно-денудационным срезом не представляется возможным: сокращение мощности отмечается здесь по всем горизонтам осадочной толщи, в том числе как в континентальных (средний олигоцен — средний миоцен), так и в морских (средний эоцен — ранний олигоцен) отложениях. Выше отмечалось, что Северо-Тургайская ступень наследует структуру древней Кустанайской седловины. Сходство разрезов Северо-Тургайской и северной части Центрально-Тургайской ступеней убеждает в том, что северная половина Центрально-Тургайской ступени находилась в аналогичных с Северо-Тургайской ступенью структурных условиях и занимала южное крыло древней Кустанайской седловины.

Что же касается южной половины Центрально-Тургайской ступени, то эта ее часть наследует зону перехода от положительной структуры Кустанайской седловины к отрицательной Тургайской впадине. Во второй половине плиоцена, когда вся Северо-Тургайская и северная часть Центрально-Тургайской неоструктуры уже были относительно приподняты, южная часть последней оставалась относительно пониженной, о чем свидетельствует накопление здесь озерных и делювиальных верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений. Однако в настоящее время именно здесь, в южной части Центрально-Тургайской ступени, находятся наиболее высоко поднятые участки поверхности Тургайского прогиба, имеющие отметки до 300—320 м абс. высоты и именно здесь проходит линия главного современного Арало-Иртышского водораздела. Отсюда следует, что Центрально-Тургайская ступень как единая приподнятая, выраженная в рельефе максимальными высотами неоструктура в современных своих границах оформилась лишь в плейстоцене. Развившись в зоне сочленения положительной и отрицательной древних структур (Кустанайской седловины и Тургайской впадины), она объединила две разновозрастных поверхности — миоценовую на севере и позднеплиоценовую на юге — в одну высоко поднятую субширотную неоструктуру. На стыке этих двух разновозрастных поверхностей в конце плиоцена — начале плейстоцена сформировался субширотный наложенный локальный прогиб, известный как Сыпсынагашская ложбина.

Значительно более сложной представляется структура Южно-Тургайской ступени, восточную приказахстанскую половину которой осложняют новейшие субширотные положительные локальные структуры, nasledовавшие древние структуры Тургайской впадины. В рельефе им соответствуют субширотно ориентированные водораздельные равнины рек Улужиланчик-Тургай, Тургай-Жалдома, Жалдома-Моилды. В конце плиоцена и в плейстоцене эти локальные структуры отличались значительной тектонической активностью. Об этом свидетельствует их интенсивное эрозионное расчленение и формирование линейно-грядового рельефа, значительные эрозионные врезы и деформации террас на тех участках речных долин, которые находятся в пределах этих структур.

По времени формирования данная ступень также неоднородна. Наиболее молодые ее участки находятся в низовье р. Улужиланчик, где разобщение и спуск некогда существовавших крупных озер — следствие интенсивного новейшего поднятия во второй половине плейстоцена и в голоцене. Что же касается субширотных новейших структур, которые ныне являются местными водоразделами, то они сформировались, очевидно,

в первой половине плейстоцена, когда позднеплиоценовая пролювиальная равнина на юго-востоке Тургайского прогиба, будучи вовлечена в поднятие, расчленилась на субширотные повышенные и относительно пониженные участки. В среднем — позднем плейстоцене последние были использованы субширотными отрезками речных долин системы Тургай. Наряду с молодыми плейстоценовыми поднятиями в границах Южно-Тургайской ступени имеются новейшие поднятия, более древние, предположительно миоплиоценовые. Эти структуры, располагаясь на юго-востоке ступени вдоль борта Тургайской впадины и в непосредственной близости от структур Казахского щита, имеют субмеридиональное простираание, повторяющее в целом простираание структур юго-западной окраины щита. Тот факт, что эти субмеридиональные поднятия определили границу распространения верхнеплиоценовых пролювиальных отложений, фиксирующих ныне водораздельные поверхности субширотных новейших структур, подтверждает относительную молодость субширотной новейшей структуры Южного Тургай.

Интересен переход Южно-Тургайской ступени к замыкающей Тургайский прогиб впадине солончака Челкар-Тенгиз. Северный борт впадины ограничен обрывами — чинками высотой до 100—130 м. Наблюдаемый в разрезах и устанавливаемый скважинами перепад высот погребенной поверхности морских отложений чеганской свиты достигает здесь 100—110 м. Если на территории Южно-Тургайской ступени кровля этих отложений поднята до 130—180 м абс. и перекрыта континентальными отложениями, то во впадине солончака Челкар-Тенгиз кровля этих морских отложений не только относительно опущена (до 50 м абс.), но именно они образуют дневную поверхность впадины, так как перекрывающая их толща здесь отсутствует (Яншин, 1953). Подобная аномалия рельефа и геологического строения дает основание предполагать, что северные обрывы — чинки впадины Челкар-Тенгиз сформированы в зоне разлома, разграничившего две различные зоны новейших подвижек.

На общем фоне субширотной ступенчатой неоструктуры Тургайского прогиба в его осевой части выделяется субмеридиональная сквозная линейная депрессия — Тургайская ложбина. Происхождение этой ложбины ряд исследователей связывает со стоком ледниковых вод из Западной Сибири на юг в Тургайскую низменность (Бобоедова, 1966; Сигов, 1958, и др.). Высказывалось и мнение о связи Тургайской ложбины с общей структурой района (Кошелев, 1959; Варламов, 1969; Илларионов, 1970).

Действительно, ориентировка Тургайской ложбины совпадает с простираанием линейных структурных элементов фундамента. Ложбина заложена в тектонически мобильной пограничной зоне погребенных структур Уральской горной страны и Казахского щита. Она характеризуется резкими перепадами мощностей выполняющих ее плейстоценовых отложений (от 70—90 до 45—30 м), в результате чего на ряде ее участков погребенное днище представляет собой систему линейно вытянутых «ям» и перемычек; приуроченностью отдельных участков ложбины к выполненным юрскими и триасовыми отложениями грабенам; различным положением кровли фундамента и разновозрастных отложений мезокайнозоя на западном и восточном бортах ложбины, сопровождаемым общим погружением фундамента и увеличением мощности перекрывающих его меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Все это в сумме объясняется тем, что в новейшее время зона ложбины была тектонически достаточно активна. Представляется, что в пределах Тургайской ложбины можно выделить три структурно обусловленных участка: северный, приуроченный к одному из прогибов южного продолжения Тюменского мегапрогиба (до широт оз. Кушмурун); центральный, связанный с системой грабенов в зоне стыка Кустанайской седловины и Тургайской впадины, и южный, тяготеющий к осевой зоне Тургайской впадины (Городецкая, 1970).

Таким образом, новейший структурный план Тургайского прогиба значительно сложнее древней структуры мезокайнозойского чехла. В новейшее время возникла субширотная ступенчатая структура, которая, не ограничиваясь Кустанайской седловиной, распространилась на соседнюю Тургайскую впадину. При этом произошло омоложение субширотных поднятий от Кустанайской седловины по направлению к Тургайской впадине. Новейший тектонический этап, начавшись в зоне Тургайского прогиба еще в раннем олигоцене, характеризуется максимальной тектонической активностью в позднем плиоцене и плейстоцене. Эта общая тенденция новейшего времени (Николаев, 1970) проявляется здесь и на современном тектоническом этапе. По данным повторного nivelирования (1941—1954 гг.), максимум современного поднятия отмечается в области Центрально-Тургайской ступени: его величина здесь почти вдвое превышает поднятие Северо-Тургайской ступени (рис. 2).

Таким образом, основные особенности позднелигоценно-плейстоценового этапа развития новейшей структуры Тургайского прогиба — смещение оси новейшего субширотного поднятия в южном направлении, вовлечение в поднятие древней отрицательной структуры Тургайской впадины и формирование в пределах последней молодых субширотных структур.

Результат смещения оси поднятия — геологический «парадокс» Тургая: аккумулятивный генезис наиболее высоко поднятых, но наименее древних водораздельных равнин Центрально-Тургайской ступени и относительно более древней возраст сниженных равнин Северо-Тургайской ступени. Геоморфологическим же следствием смещения оси новейшего поднятия к югу является непостоянство главного Арало-Иртышского водораздела и перемещение его за послемiocеновое время в южном направлении. Современное положение Арало-Иртышского водораздела определяется новейшим субширотным морфоструктурным планом прогиба и изменениями, произошедшими в Центральном и Южном Тургае в плиоцене и плейстоцене.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Под ред. А. П. Виноградова. М., ГУГК, 1967.
- Атлас структурных, палеотектонических карт и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности. Рудкевич М. Я., редактор. Тюмень, 1970.
- Варламов И. П. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Западно-Сибирской низменности. Серия «Нефтяная геология», вып. 67. Красноярск, 1969.
- Бобоедова А. А. О происхождении Тургайской ложбины. В кн. «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. В сб. «Проблемы физической географии». т. 12. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Городецкая М. Е. Геоморфология Тургайской ложбины в связи с проблемой переброски западно-сибирских вод в Среднюю Азию. «Геоморфология», № 3, 1970.
- Городецкая М. Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М., «Наука», 1972.
- Доскал А. Г. К вопросу об этапах неотектонического развития Тургайского прогиба. В сб. «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., «Наука», 1968.
- Илларионов А. Г. К истории формирования плиоцен-четвертичных структурно-тектонических зон Тургайского прогиба. В кн. «Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири». Новосибирск, «Наука», 1970.
- Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. М-б 1:2 500 000. Гл. редакторы И. П. Герасимов, А. В. Сидоренко. Л., «Недра», 1972.
- Кошелев П. Я. Геоморфологическое строение и неоген-четвертичная история Тургайского прогиба. Матер. II геоморфол. совещания. М., 1959.
- Николаев Н. И. Карта новейшей тектоники мира. «Геоморфология», № 4, 1970.
- Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазосности. «Тр. Зап. Сиб. НИГНИ», вып. 14. М., «Недра», 1969.

Сигов А. П. Раннечетвертичная переуглубленная Тоболо-Убоганская долина. «Геогр. сборник», вып. 10. «Геоморфология и палеогеография». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.

Ростовцев Н. Н. при участии Мазиной Е. А. и Овечкина Н. К. Западносибирская эпипалеозойская платформа и Тургайский прогиб. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., 1958.

Янишин А. Л. Геология Северного Приаралья. Моск. о-во испыт. природы, М., 1953.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
12.III.1974

ON SUB-LATITUDINAL NEOTECTONIC STRUCTURE OF THE TURGAI TROUGH

M. E. GORODETSKAYA

Summary

A step-like Turgai neotectonic structure with sub-latitudinal strike was formed at Turgai trough during neotectonic stage of its development. It is superimposed on sub-meridional basement structures and inherits the trend of ancient Kustanai mantle structure, thus the structural plan of the latter being complicated. The forming of the structure in Pliocene and Pleistocene went along with migration of the axis of neotectonic uplift to the South. Comparative analysis of thickness and age of post-Cheghan continental deposits enables to distinguish within the limits of Turgai neostructure the following components: relatively old most uplifted North-Turgai step, young Central—Turgai step and South-Turgai step, the latter being finally formed only at Late Pleistocene—Holocene. The through Turgai hollow began to develop in a mobile tectonic zone which accounted for special features of its geological and geomorphological structure. A geomorphological consequence of the migration of the neotectonic uplift axis is displacement of the main Aral—Irtysh divide into the Central-Turgai step area.
