

## Материалы к отчету по проекту РФФ за 2019 г.

### 1.3. Сведения о фактическом выполнении плана работы на год

В отчетном 2019 году работы осуществлялись по трем направлениям: (а) получение и анализ нового фактического материала (б) анализ и обобщение геолого-геофизических материалов, связанных с решением поставленных научных задач в проекте; (в) подготовка публикаций по результатам исследований отчетного года.

Фактически выполнены следующие работы:

#### **1.3.1. Проведены полевые геолого-геофизические работы на ключевых объектах Тянь-Шаня, включая профильные работы МТЗ, анализ и обобщение новых геолого-геофизических данных.**

Для продолжения исследования глубинной геоэлектрической структуры ключевого объекта Тянь-Шаня геодинамической системы «Нарынская впадина-поднятие Байбичетоо - Атбашинская впадина» (Срединный Тянь-Шань) в 2019 году были проведены полевые геофизические работы по методу магнитотеллурического (МТ) и магнитовариационного (МВ) зондирования вдоль профиля Сонкуль, который является логическим продолжением детального МТ-профиля Карабук (2016 г.), также реализованного в рамках настоящего проекта. Эти магнитотеллурические зондирования, выполненные на территории Сон-Кульской впадины, проводились вдоль профиля, заложенного вкрест простирания основных тектонических структур Тянь-Шаня (рис. 1.3.1-1.).



Рис. 1.3.1-1. Карта-схема расположения МТ профиля «Сон-Куль», выполненного в 2019 году, секущего в меридиональном направлении поднятие Молдо-Тоо, Линию Николаева и Центрально-Терской разлом. Синими треугольниками показаны пункты магнитотеллурических зондирований.

Новые экспериментальные данные в виде односуточных сеансов МТ-МВ зондирования получены в 30 пунктах наблюдений вдоль профиля Сонкуль. Зондирования осуществлялись с шагом 1,2-1,5 км внутри Сонкульской впадины, на южном борту впадины шаг достигал 3-5 км, на северном - 10-15 км. Общая длина профиля составила 90 км. Зондирования выполнялись станциями Феникс МТУ-5 в диапазоне частот 0.001 до 1600 с. Измерялись три компоненты магнитного поля проводилось с помощью штатных индукционных датчиков

МТС-50, ориентированных на север, восток и вертикально. Компоненты электрического поля измерялись диполями длиной 50 м, заземленными неполяризуемыми электродами с марганцево-угольной крошкой, разработанными и запатентованными сотрудниками Научной станции РАН в г. Бишкеке. Обработка данных была выполнена только в одноканальном режиме (SS). Режим синхронных зондирований с использованием удаленных баз (RR) не был реализован по техническим причинам. В результате математической обработки полевых материалов зондирований профиля Сонкуль с помощью программы SSMT-2000 (Феникс Геофизикс) получены частотные зависимости компонент тензора импеданса и матрицы Визе-Паркинсона в диапазоне периодов 0.001-1600 с.

Главные направления тензора импеданса также ориентируются по простиранию и вкрест простирания основных тектонических структур, поэтому кривые, ориентированные вдоль структур, рассматриваются нами как продольные (сплошные), поперек – поперечные (пунктирные). Поскольку зондирования выполняются в сложных условиях внутриконтинентального орогена Тянь-Шаня, то кривые подвержены сильному влиянию приповерхностных локальных неоднородностей, что отражается в поведении кривых.

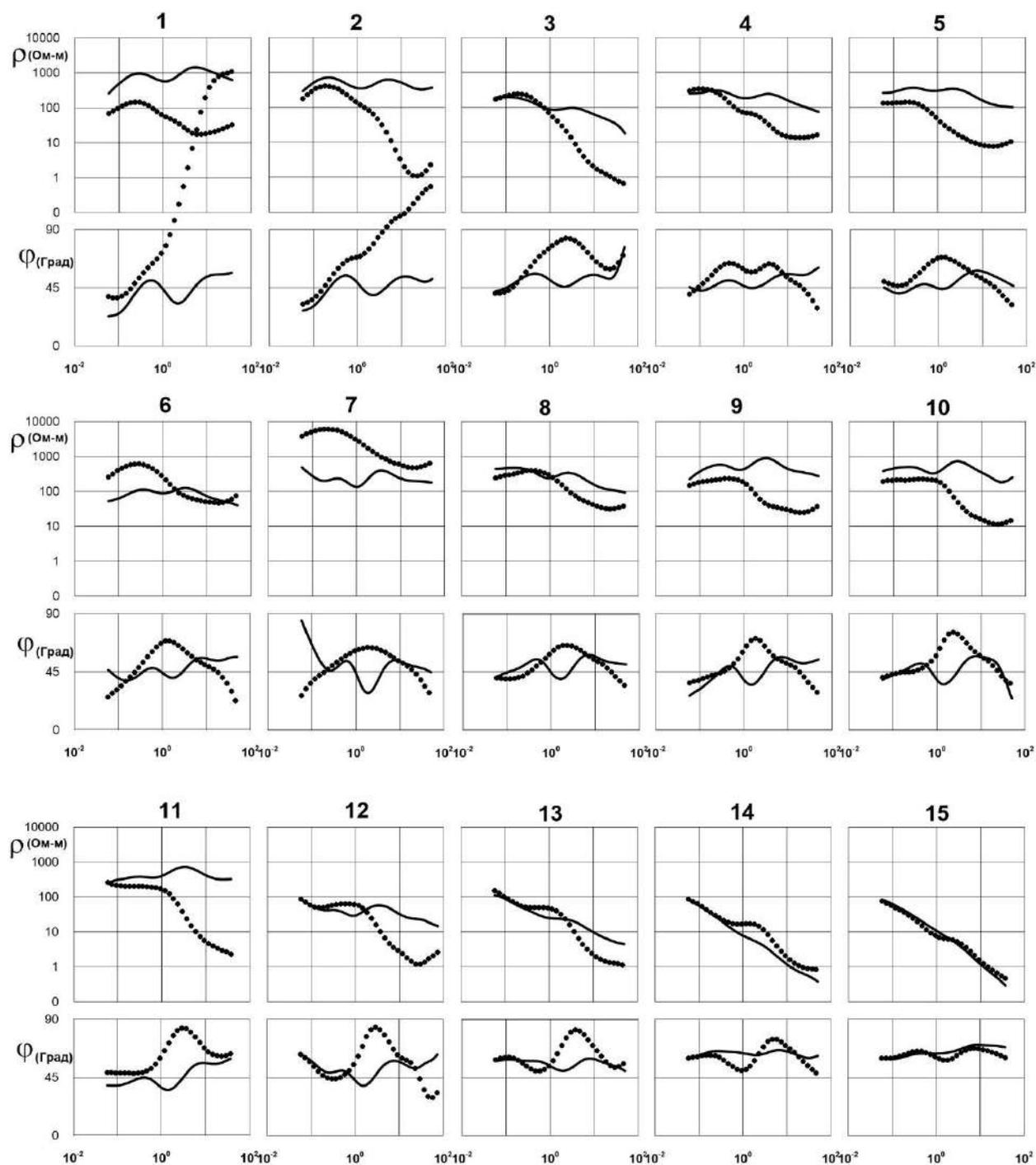
На южных пунктах профиля (рис. 1.3.1-1., пункты 1-10), расположенных в предгорной зоне Сонкульской впадины, за исключением пунктов 2 и 3, продольные и поперечные кривые имеют во многом схожую форму. Они представлены слегка нисходящими ветвями, осложненными локальными минимумами и максимумами, зачастую совпадающими на обеих кривых. На пунктах 1, 5-7 и в меньшей мере 9 и 10 отражено приповерхностных локальных неоднородностей, для пункта 7 оно проявилось наиболее ярко, в результате чего продольная кривая была смещена на 2 декады вверх. Что касается фазовых кривых, то они расходятся незначительно, в пределах погрешности их определения. Это свидетельствует о том, при искажениях кривых, вызванных локальными приповерхностными неоднородностями, преобладают гальванические эффекты. Для исключения таких искажений кривых МТЗ нами использовался способ конформного осреднения [Бердичевский, 2009].

По мере приближения к осевой части Сонкульской впадины, расположенной в северной части профиля (пункты 11-13), конформность кривых нарушается и на пунктах зондирования, начиная с 08 точки, наблюдаются крутые нисходящие ветви поперечных кривых, в то время как продольные кривые меняются более плавно. Практически слияние кривых МТЗ для пунктов зондирования 14-18 обусловлено резким увеличением интегральной проводимости всего разреза. Нисходящие ветви и продольных и поперечных кривых в области низких частот достигают аномальных значений в десятые доли Ом·м.

На всех продольных кривых профиля в той или иной мере выделяется минимум на низких частотах (около 100 с), отвечающий мощному проводнику. В целом профиль характеризуется аномальным поведением поперечных кривых кажущегося электрического сопротивления. Нисходящие ветви поперечных кривых в области низких частот достигают значений в десятые доли Ом·м.

Один из подходов получения более надежных магнитотеллурических данных для проведения количественной интерпретации состоит в распознавании и нормализации статических искажений кривых кажущегося сопротивления, вызванных приповерхностными неоднородностями. Эти искажения, вызванные приповерхностными неоднородностями, наблюдаются во всем частотном диапазоне зондирования, затрудняя интерпретацию кривых кажущегося сопротивления. Проанализируем наши кривые на предмет наличия  $\rho$ - и S-эффектов. Наличие мелких геоэлектрических неоднородностей порождает  $\rho$ - эффект. Он проявляется в статическом смещении ветвей кривой начиная с малых периодов. Вариации интегральной проводимости верхнего слоя, подстилаемого высокоомным основанием, обуславливают появление S-эффекта. Он проявляется в виде смещения низкочастотной части кривой. На рисунке 1.3.1-2., где показаны кривые кажущегося сопротивления по всем пунктам зондирования профиля. Видно, что кривые на отдельных пунктах (например, 29,30) похожи по форме, но смещены по уровню друг относительно друга. Это может говорить о том, что глубинный разрез под соответствующими пунктами практически один и тот же, однако

мелкие приповерхностные неоднородности в пункте наблюдения смещают всю кривую по уровню ( $\rho$ -эффект).



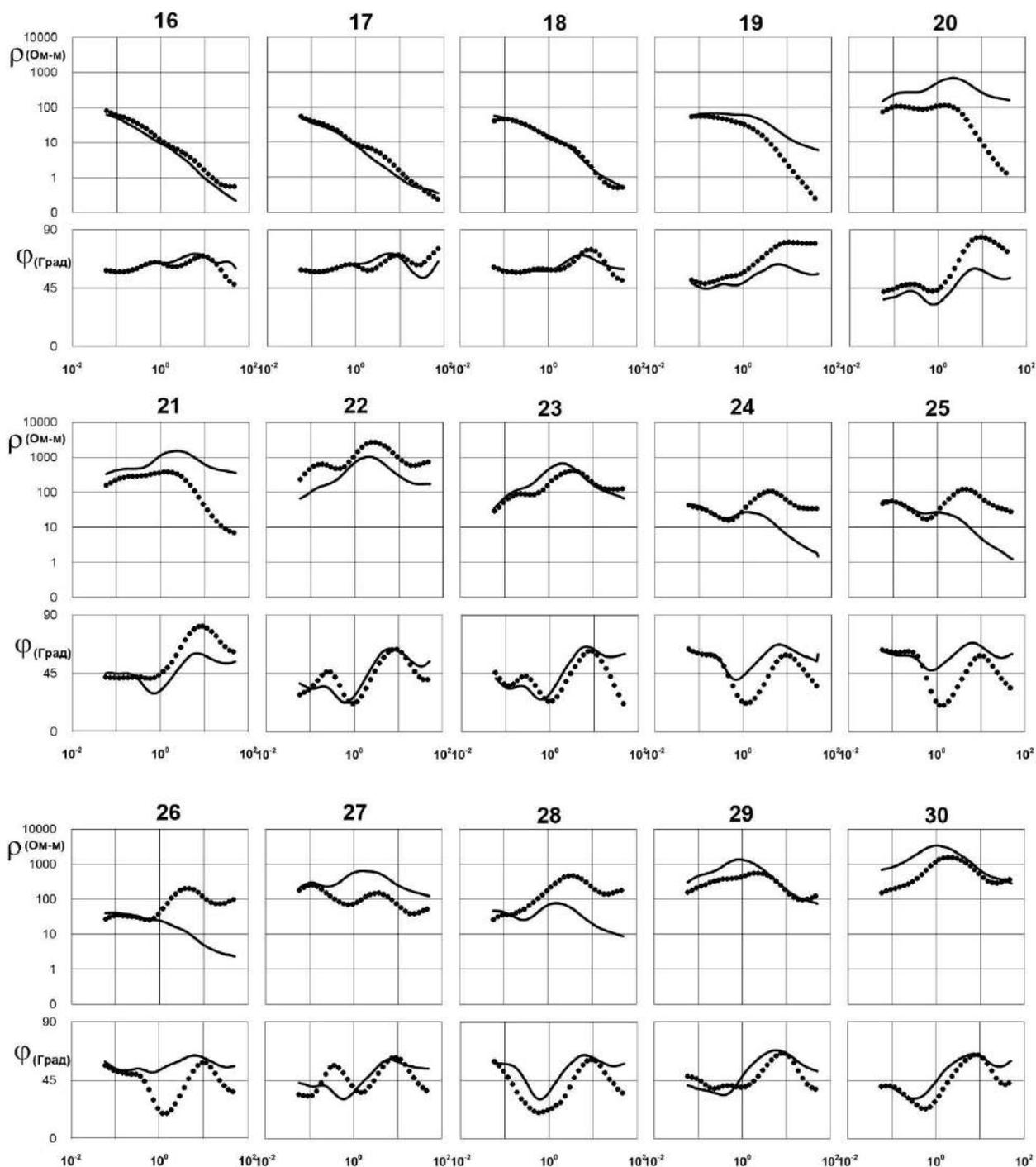


Рис. 1.3.1-2. Кривые МТЗ - амплитудные кривые кажущегося сопротивления  $\rho_k(\sqrt{T})$  и фазы импеданса  $\varphi(\sqrt{T})$  для всех пунктов наблюдений профиля Сонкуль. Пунктиром показаны поперечные кривые, сплошные – продольные.

В пунктах 6, 7, 22 кривая поперечная превышает по уровню продольную, здесь можно предположить, что в данных пунктах присутствуют проводящие малоглубинные объекты и поперечные кривые значительно сильнее продольных затронуты влиянием приповерхностных неоднородностей. Кроме того, в нашем случае поперечные кривые (правые ветви) подвержены ярко выраженному гальваническому эффекту от контакта борт-впадина. При этом следует иметь ввиду, что без знания о размерах геоэлектрических структур, порождающих эти искажения, о гальванической прозрачности подстилающих верхний слой пород мы не можем хоть сколько-нибудь уверенно избавиться от искажений кривых, вызванных S-эффектом. Однако борьба с р-эффектом не требует столько знаний о среде, и применив метод усреднения мы получаем кривые, несущие большее количество содержательной

геофизической информации. Усреднение, как правило, проводится по низкочастотной ветви продольных кривых кажущегося сопротивления, что и было сделано перед двумерной инверсией МТ-данных.

Для определения тензора импеданса достаточно проводить измерение 4-х компонент электромагнитного поля –  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ . Если на пунктах наблюдения дополнительно регистрируются вариации вертикальной компоненты магнитного поля, что для магнитотеллурических зондирований, выполняемых Научной станцией РАН, является обязательным условием, то можно использовать методику Визе с построением одноименных векторов. Вектора Визе определяются по соотношению трех компонент геомагнитных вариаций в одной точке наблюдения и характеризуют неоднородность распределения индуцированных в Земле электрических токов, а, следовательно, и неоднородность распределения электропроводности.

$$H_z = W_{zx} H_x + W_{zy} H_y$$

Они направлены от проводника перпендикулярно направлению избыточных токов в нем. Вектора Визе (индукционные стрелки, типперы) строятся по вещественным и мнимым частям компонент матрицы Визе-Паркинсона  $\mathbf{W}$ :

$$\overline{\text{Re}W} = \text{Re}W_{zx} \overline{I_x} + \text{Re}W_{zy} \overline{I_y},$$

$$\overline{\text{Im}W} = \text{Im}W_{zx} \overline{I_x} + \text{Im}W_{zy} \overline{I_y}.$$

Вектор  $\text{Re}W$  называется вещественным или реальным вектором. Он характеризует влияние токов, которые находятся в фазе с магнитным полем. Вектор  $\text{Im}W$  называется мнимым вектором, он характеризует влияние реактивных избыточных токов, то есть токов, которые отличаются от фазы горизонтального магнитного поля на  $\pi/2$ .

Отличительной особенностью вещественных векторов является то, что, они направлены от зон повышенной электропроводности к зонам пониженной электропроводности. Это свойство векторов Визе позволяет локализовать геоэлектрические структуры, отличающиеся повышенной или пониженной электропроводностью. Построение карт вещественных векторов обеспечивает лучшую наглядность изображения горизонтальных изменений электропроводности.

Анализ векторов Визе-Паркинсона позволяет локализовать зоны проводящих неоднородностей с достаточной надежностью на всех глубинах. На рисунке 1.3.1.-3. изображены вещественные векторы Визе для профиля «Сон-Куль» для периодов 1 с, 10 с, 100 с и 1000 с.

Обычно на коротких периодах индукционные стрелки над впадинами направлены хаотично, что может быть связано с высоким уровнем приповерхностных геоэлектрических неоднородностей. Такую же картину мы наблюдаем в распределении векторов Визе для всех рассматриваемых периодов для точек профиля Сонкуль на периодах 1 и 10 с. Для этих же периодов наблюдается различие размеров индукционных стрелок для южной и северной части впадины. Такое поведение векторов Визе говорит о наличии мощной проводящей структуры не только в южном борту Сонкульской впадины – Линии Николаева, электропроводность которой гораздо выше, чем Центрально-Терской разлома, но и на глубинах средней-нижней коры. Длина индукционных стрелок говорит об очень высокой проводимости и мощности этой зоны. С увеличением периода до  $T=100$  с, индукционные стрелки во всех пунктах зондирования, расположенных как во впадине, так и на ее борту, слаженно направлены от проводящего тела и становятся одинаковыми по величине. Возможно, что кроме проводящих разломных структур, Линии Николаева и Центрально-Терской разлома, на периодах больше 100 с на поведение стрелок подавляющее влияние оказывает проводящий объект с аномально высокой электропроводностью, с глубиной залегания кровли ~ 8-10 км, и коровый проводник, расположенный на глубинах около 30 - 45 км. С глубиной ( $T=1000$  с) влияние мощной проводящей структуры ослабевает, что объясняет уменьшение длины стрелок вдоль всего профиля.

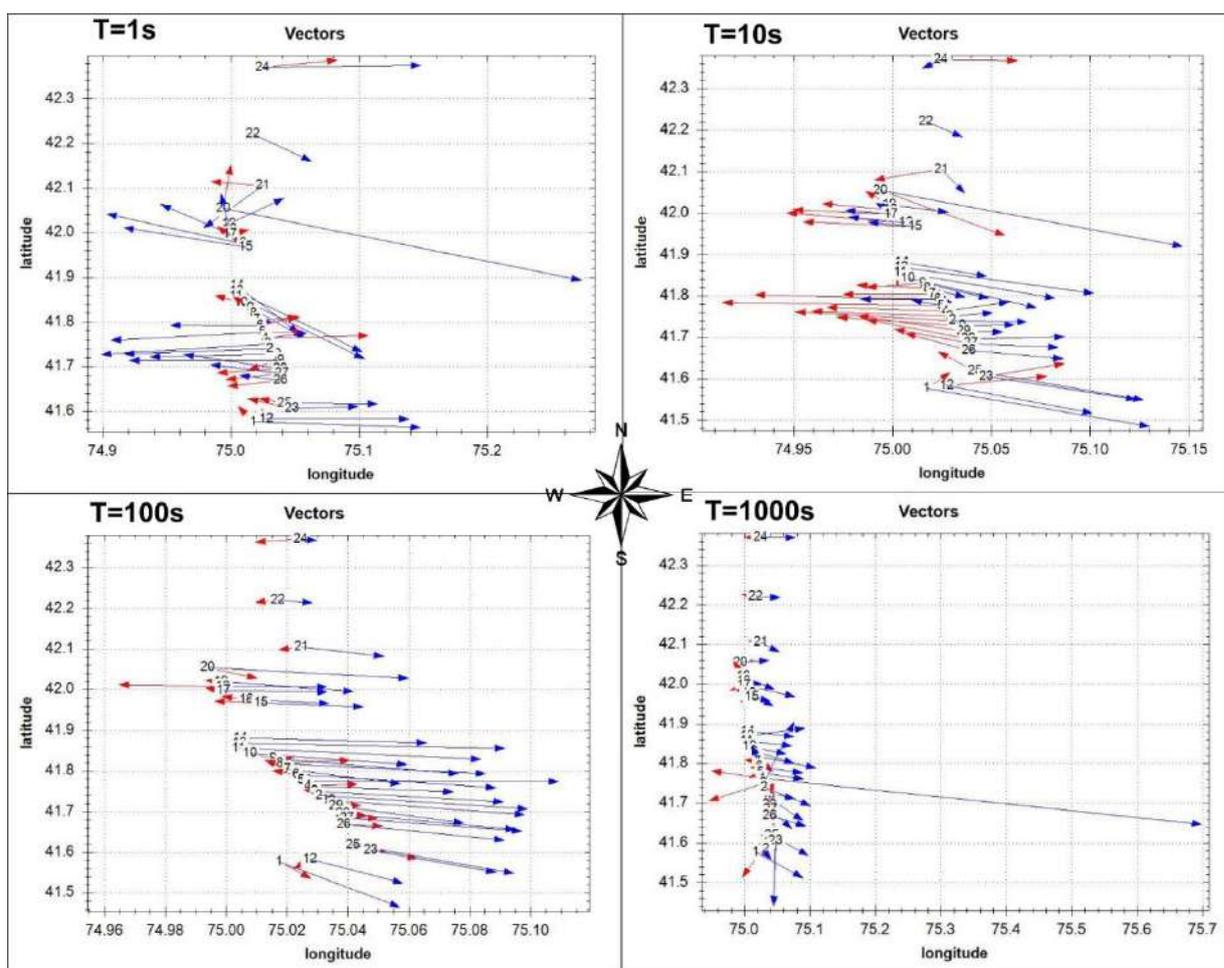


Рис. 1.3.1-3. Реальные векторы Визе для периодов 1, 10, 100, 1000 с вдоль профиля Сонкуль.

### 1.3.2. Получены материалы для формирования рабочей схемы глубинно-пространственной сегментации Тянь-Шаня по геофизическим данным.

В фокусе внимания исполнителей проекта в 2019 году была задача сбора, построения и анализа региональных геофизических моделей пространственного распределения электрических и скоростных свойств земной коры Центрального Тянь-Шаня по данным магнитотеллурических зондирований и сейсмической томографии, соответственно. Учитывая региональный масштаб задачи нас, в первую очередь, интересовало распределение геофизических параметров в диапазоне глубин средней и нижней коры исследуемого региона.

Неоднородность глубинной геофизической структуры земной коры Центрального Тянь-Шаня отмечалась за последние годы многими исследователями, например, Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Варенцов Ив. М., Сабитова Т.М., Адамова А.А., Кулаков И.Ю., Винник Л.П. и др. Поэтому в рамках проекта на первом этапе были собраны практически все существующие на сегодня геофизические материалы по глубинному строению региона и проведена их «ревизия» с целью выявления общих закономерностей пространственного распределения электрических и скоростных (упругих) свойств земной коры. С учетом хорошей геоэлектрической изученности методами МТЗ-МВЗ территории Центрального Тянь-Шаня (рис. 1.3.2-1.) в работу был взят именно этот регион для проведения глубинной пространственной сегментации его геофизической структуры. Традиционно существующие результаты магнитотеллурических исследований по глубинному строению региона опирались на построение профильных геоэлектрических разрезов, определяющих распределение

удельного электрического сопротивления для сечения земной коры вдоль линии профиля. Однако существует другая геоэлектрическая характеристика разреза - продольная электрическая проводимость, которая определяется более устойчиво, чем удельное электрическое сопротивление, и дает интегральную оценку электрических свойств геосреды. Для проведения сегментации региональной геоэлектрической структуры существующие материалы, основанные на изучении разрезов сопротивлений, были дополнены новыми данными по распределению продольной электрической проводимости в земной коре Центрального Тянь-Шаня.

В результате выполненных работ, для проведения пространственной сегментации глубинного строения земной коры Центрального Тянь-Шаня были подготовлены следующие геофизические данные:

- профильные разрезы электросопротивлений земной коры и карты продольной электрической проводимости для глубин средней и нижней коры региона по данным магнитотеллурических зондирований;
- скоростные срезы на разных глубинах земной коры региона по результатам сейсмотомографических построений;
- положение границы Мохо по данным сейсмологии землетрясений.

Эти подготовленные материалы обеспечили хорошую информационную основу для формирования схемы глубинно-пространственной сегментации Центрального Тянь-Шаня по геофизическим данным. Более подробное описание результатов сегментации приведено в разделе 1.4. Отчета.

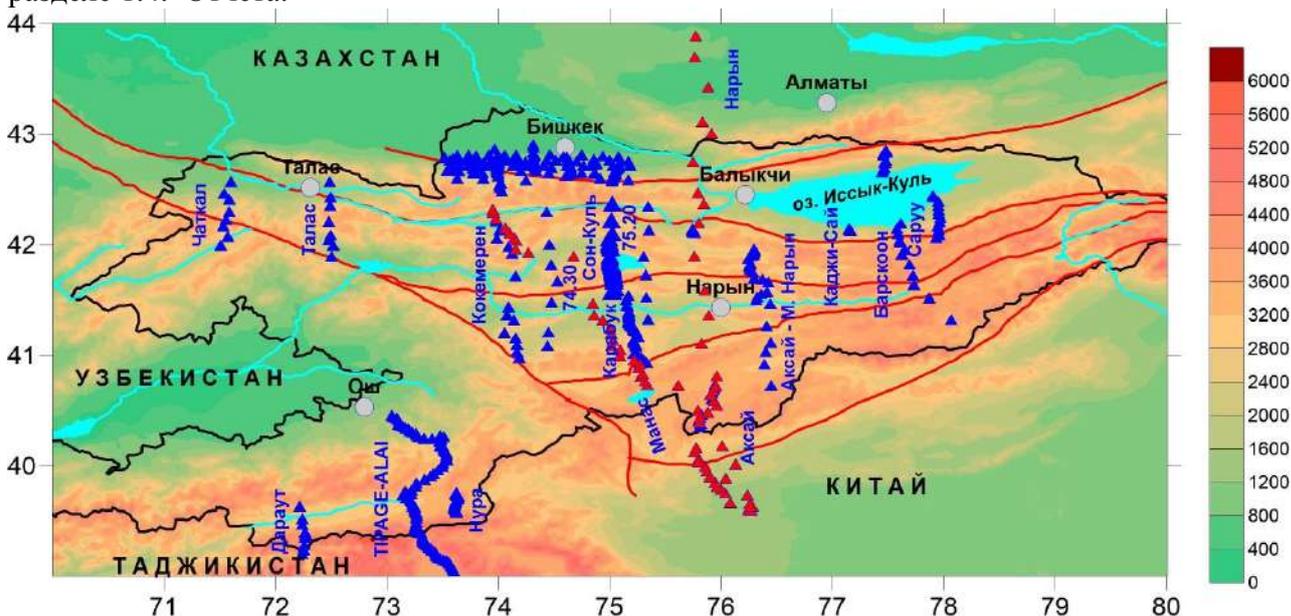


Рис.1.3.2-1. Расположение профилей МТ-МВ зондирований на территории Тянь-Шаня и Памира.

### 1.3.3. Проведена реконструкция кинематики современных движений горных масс Тянь-Шаня по данным GPS-наблюдений.

Сразу поясним, что в анализе характеристик построенной кинематической схемы Тянь-Шаня основное внимание будет уделено территории Центрального Тянь-Шаня для «синхронизации» с рассмотрением других геофизических моделей, представленных в данном отчете.

С целью реконструкции кинематики современных движений горных масс Центрального Тянь-Шаня был исследован каталог скоростей пунктов GPS-наблюдений Центрально-Азиатской GPS-сети. Базовая обработка GPS-данных этой сети осуществляется с использованием комплекса программ GAMIT/GLOBK Массачусетского технологического института США [Herring et al., 2009]. Весь цикл базовой обработки согласно стандартной процедуре состоит из трех этапов [Мансуров, 2017].

После проведения базовой обработки была получена карта поля скоростей пунктов GPS наблюдений, в первую очередь, находящихся в пределах территории Тянь-Шаня (рис. 1.3.3-1.). После этого дополнительно была проведена интерполяция этих данных для формирования дискретного поля скоростей точек земной поверхности в узлах расчетной сетки, равномерно распределенной по площади (рис. 1.3.3-2.). Интерполяция осуществлялась посредством аппроксимации линейной части разложения Тейлора функции скорости точек поверхности от ее радиус-вектора с помещением начала отсчета поочередно в каждую точку расчетной сетки. При этом для учета того, что такую функцию можно считать локально-однородной, при минимизации остаточных членов разложения Тейлора в ходе решения переопределенной системы линейных уравнений к этим остаточным членам были применены веса, убывающие с расстоянием от точки расчета до соответствующей точки наблюдения [Мансуров, 2017].

Из совместного анализа построенных по данной схеме 2-х распределений скоростей движения точек земной поверхности (рис. 1.3.3-1. и 1.3.3-2.) следует, что почти все горные массы Центрального Тянь-Шаня движутся, в основном, в северном направлении относительно стабильной части Евразийской плиты, но скорость этого движения различна. При этом в северной части Центрального Тянь-Шаня прослеживается достаточно гладкий градиент скоростей движения: в его северо-западном секторе скорости относительно малы и направлены на северо-запад, а в юго-восточном – относительно велики (до 10-15 мм/год) и направлены почти строго на север. В юго-западном секторе северной части Центрального Тянь-Шаня скорости порядка 3-4 мм/год и направлены на северо-северо-запад, а в северо-восточном – порядка 2-3 мм/год и направлены на северо-северо-восток. Такое распределение скоростей свидетельствует о том, что Северный Тянь-Шань испытывает существенное субмеридиональное укорочение, сопровождающееся относительно небольшим субширотным удлинением.

Для срединной части Центрального Тянь-Шаня в целом характерен тот же градиент скорости, что и для северной – умеренные значения скоростей (5-6 мм/год), направленные на северо-северо-запад в северо-западном секторе и большие значения скоростей (10-12 мм/год), направленные на север в юго-восточном секторе. Этот градиент выражен сильнее чем в северной части Центрального Тянь-Шаня, что интегрально говорит о большей интенсивности происходящих здесь деформаций. Для южной части Центрального Тянь-Шаня характерно в целом более однородное движение горных масс на север со скоростями порядка 15 мм/год.

Важно отметить, что в пограничных областях Центрального Тянь-Шаня в зонах сопряжения его отдельных структурных элементов с Западным Тянь-Шанем градиенты поля скоростей точек земной поверхности не превышают таковые внутри самих этих элементов, то есть структурообразующие разломы в настоящее время не проявили себя на поверхности. Тем не менее наблюдается ярко выраженный градиент скорости между Центральным Тянь-Шанем и Таримской плитой, а также аналогичный градиент, хотя и не такой выразительный, - между Северным Тянь-Шанем и Чуйской впадиной, что указывает на концентрацию современных деформаций в этих зонах и ее региональный масштаб.

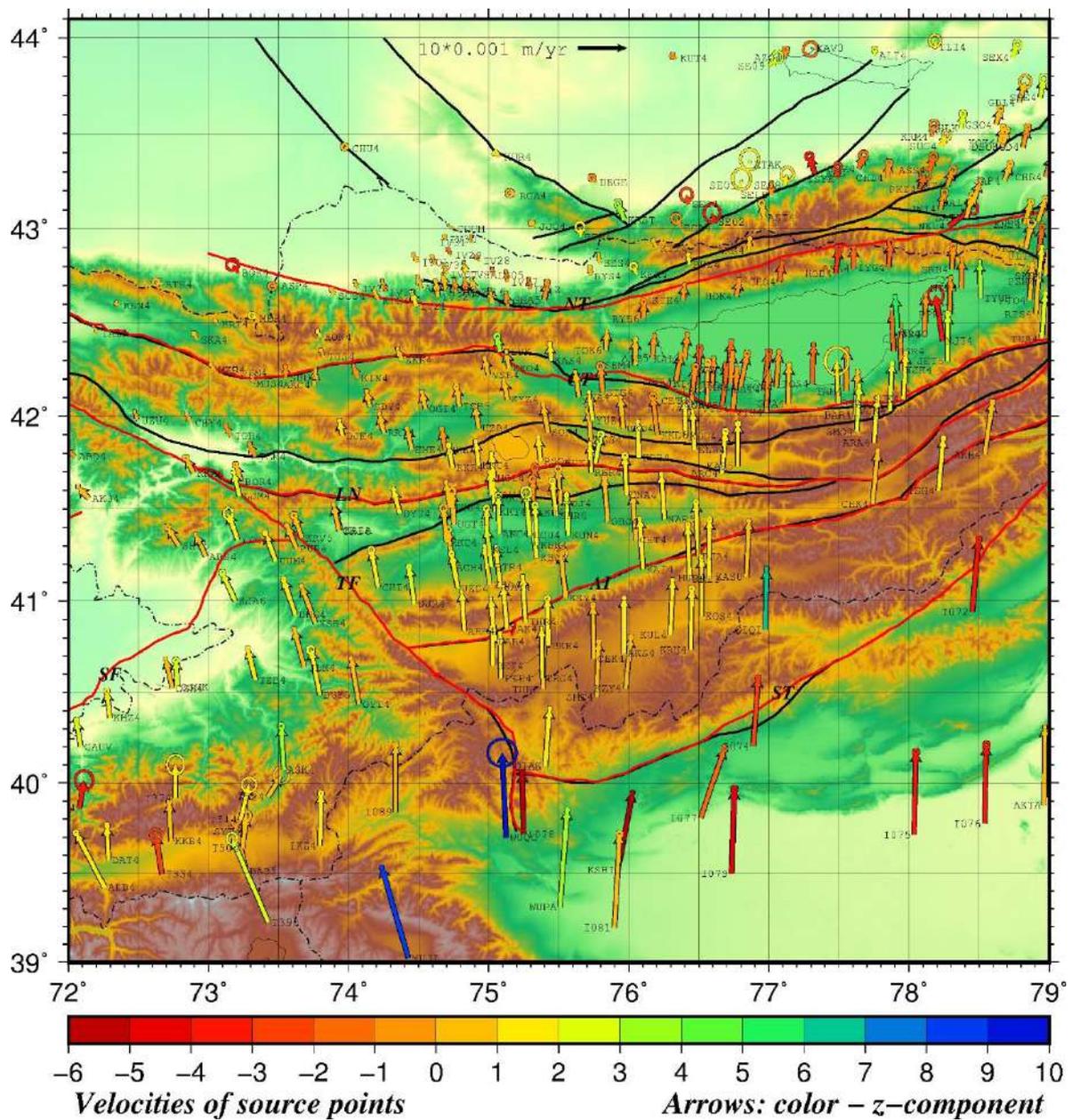


Рис.1.3.3-1. Скорости пунктов GPS-наблюдений. Цвет стрелок показывает значение вертикальной компоненты (мм/год). Эллипсы – 99% доверительные интервалы горизонтальных компонент.

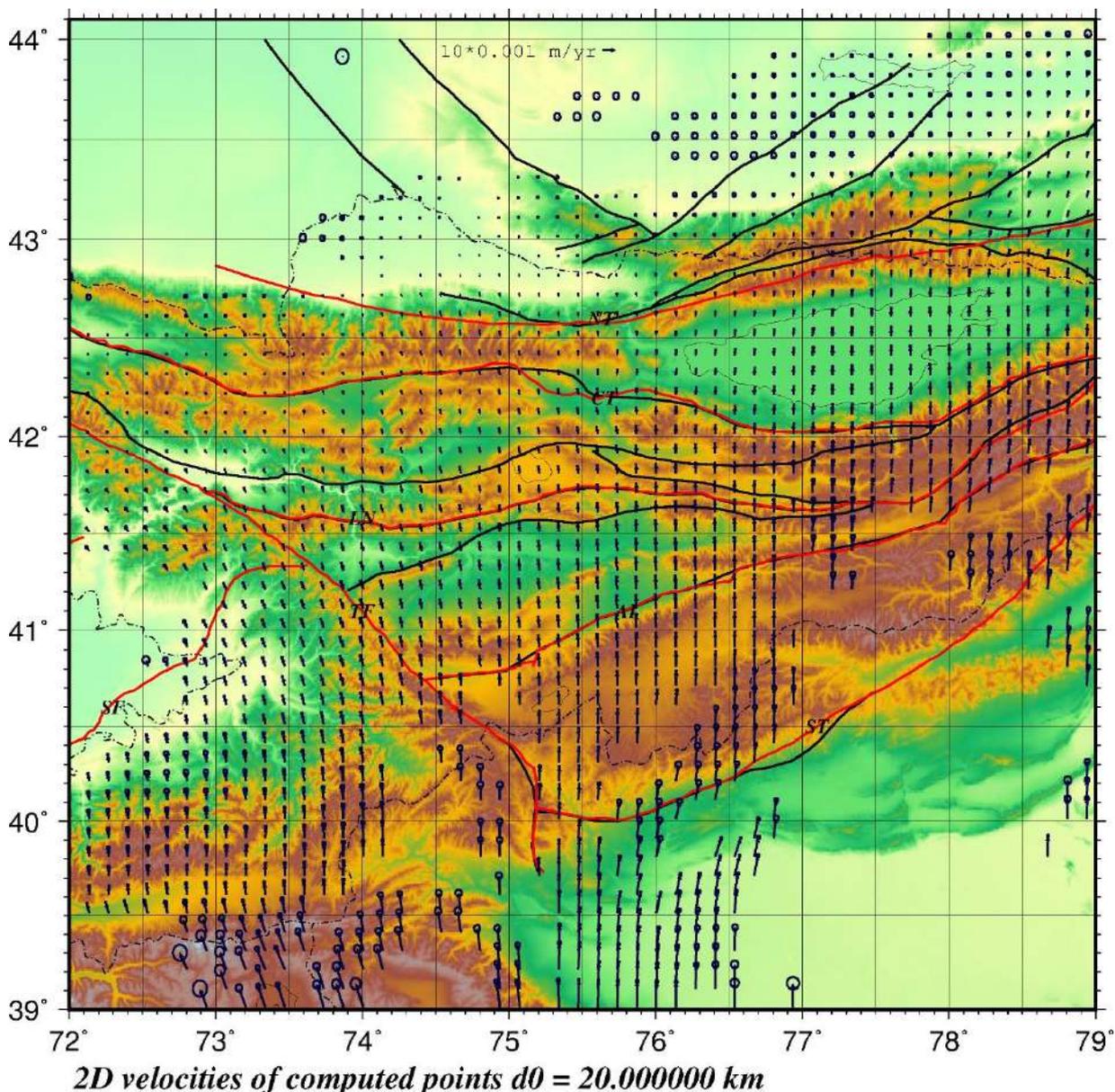


Рис. 1.3.3-2. Интерполированные горизонтальные скорости точек земной поверхности. Эллипсы – 99% доверительные интервалы.

**1.3.4. Проведены работы, связанные с разработкой структурно-эволюционной модели геодинамической системы «Нарынская впадина - поднятие Байбичетоо - Атбашинская впадина» (Срединный Тянь-Шань) на верхнекоровом и корово-мантийном уровнях.**

При этом выполнен анализ новых и ранее полученных структурно-геологических и геофизических данных для детальной характеристики структуры геодинамического ансамбля «Нарынская впадина – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина» (Срединный Тянь-Шань) на верхнекоровом и корово-мантийном уровнях, включающий:

- сопоставление литологических разрезов кайнозойских отложений по разные стороны от центрального поднятия Байбичетоо с целью изучения особенностей седиментации на разных стадиях заполнения внутригорных впадин;
- выявление структурных несогласий и различий деформаций в комплексе осадочного чехла впадин для определения фаз структурной перестройки кайнозойского этапа;
- изучение структур кайнозойского осадочного чехла и новейших структур в палеозойском фундаменте на ключевых участках на базе детализации имеющихся геологических карт для построения детальных разрезов;

- сопоставление структур комплексов пород, выявленных в осадочном чехле и в фундаменте в процессе структурно-геологических полевых исследований, с геофизическими материалами, включая новые данные детальных профильных работ МТЗ (2015-2018 гг.) с целью построения обоснованных геологических разрезов;
- построение карты изогипс поверхности предпалеоценового пенеплена, который является репером интегральных деформаций палеозойского основания на альпийском этапе;
- анализ новых структурно-геологических данных в свете моделей унаследованного или двухстадийного развития осадочного бассейна (смены трансензионной обстановки на транспрессию);
- анализ совокупности имеющихся геофизических и геологических материалов для разработки структурно-эволюционной модели развития геодинамического ансамбля «Нарынская впадина – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина» на верхнекоровом и коро-мантийном уровнях.

По данному направлению работ подготовлен доклад на Тектоническом совещании в МГУ в 2020 г. (материалы приняты к печати), планируется подготовка статьи.

***1.3.5. – В контексте построения 2D эволюционно-кинематических и геолого-геофизических моделей разноранговых структурных ансамблей выполнен комплекс работ, включающий:***

- создание 2D эволюционно-кинематических и геолого-геофизических моделей разноранговых структурных ансамблей региона;
- создание 3D геологических моделей ряда ключевых структур (в частности, структур тектонического сшивания);
- реконструкцию условий и способов структурной переработки пород фундамента в периоды тектонической активизации;
- оценку стиля и механизма формирования отдельных сегментов орогенного сооружения Тянь-Шаня;
- оценку применимости метода фотометрического морфоструктурного дешифрирования с использованием специальных фильтров программы Adobe Photoshop CC 2015;
- составление рабочей версии морфоструктурного районирования Тянь-Шаня.

Это направление исследований проекта связано с осуществлением работ по изучению конкретных объектов, являющихся ключевыми для проведения структурно-тектонического районирования Тянь-Шаня. В итоге: созданы 2D и 3D эволюционно-кинематические и геолого-геофизические графически-описательные модели разноранговых структурных ансамблей ряда ключевых структур; установлено принципиальное сходство строения и эволюции переходных зон «впадина/поднятие»; реконструированы условия и способы структурной переработки пород фундамента на плитной и орогенной стадиях развития региона; описаны парагенезы структур определены стиль и механизмы формирования отдельных сегментов орогенного сооружения Тянь-Шаня на разных стадиях тектонической эволюции. Отдельные аспекты данного вида работ и полученных результатов отражены в статье Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К., Лаврушина Е.В., Баталева Е.А. Тектоническая структура переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня // Вестник СПбГУ. Науки о Земле (статья в стадии рецензирования). Аннотация статьи размещена в файле с дополнительными материалами в системе ИАС РНФ.

***1.3.6. Осуществлены работы по реконструкции условий и способов структурной переработки пород фундамента в периоды активизации.***

Проведено описание и типизация механизмов структурно-вещественной переработки горных пород фундамента Тянь-Шаня с позиции механики гранулированных сред, мезомеханики и усталостного разрушения:

- систематизированы данные по конкретным объектам, для которых характерны гранулярно-блочная инфраструктура горных пород (исходная или возникшая в процессе тектонической эволюции) и наличие признаков объемного течения;
- продемонстрированы характерные структурные парагенезы, возникающие на разных масштабных уровнях в процессе тектонического течения горных масс в различных комплексах пород и геологических обстановках, а также в экспериментальных моделях;
- систематизированы данные по механике гранулированных сред и усталостному разрушению горных пород в контексте решаемых задач региональной тектоники Тянь-Шаня;
- проведено сопоставление и комплексный анализ структурно-геологических данных и данных механики дискретных сред, в том числе горных пород;
- подготовлены текстовые и графические материалы по теме исследования, обобщенные в аналитической записке и научной статье (см. п. 1.4.3.6).

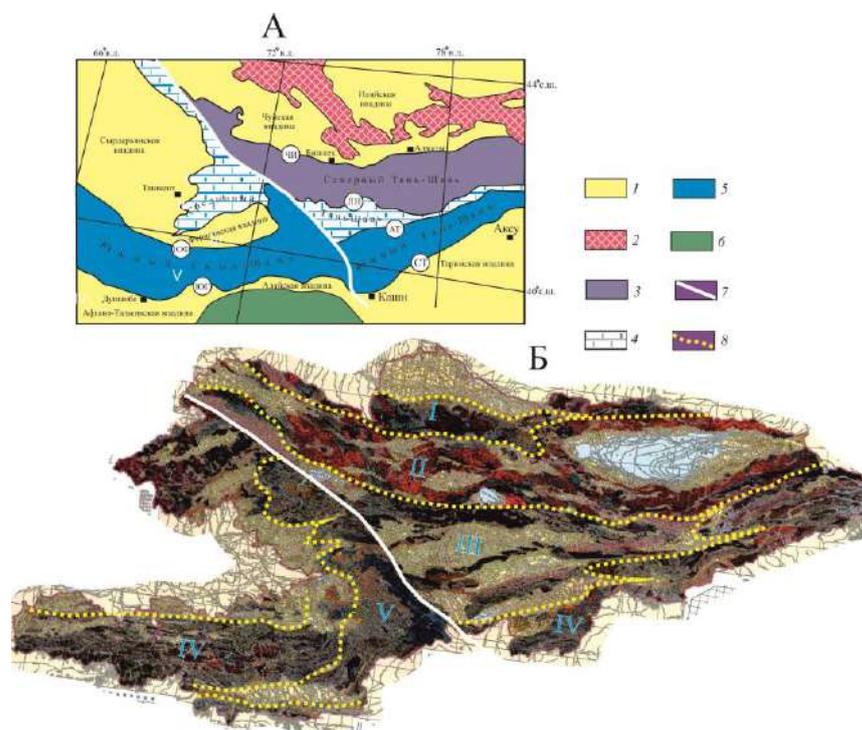
**1.3.7.** В 2019 году в рамках проекта была командировка Рыбина А.К. для участия в работе международной научной конференции (Канада) - 27th IUGG General Assembly in Montreal, Quebec, Canada, и представления результатов, полученных в ходе выполнения проекта.

#### 1.4. Сведения о достигнутых конкретных научных результатах в отчетном году.

##### 1.4.1. Составлен рабочий вариант схемы морфоструктурной сегментации Тянь-Шаня.

В отчетный период на основании комплекса исследований получены следующие основные результаты.

Подготовлена серия графических и описательных материалов, составляющих основу рабочего варианта схемы морфоструктурной сегментации Тянь-Шанского внутриконтинентального орогена. Материалы включают результаты анализа внутренней структуры сегментов горного сооружения, преимущественного состава пород, морфологического облика. При составлении схемы впервые применен прием выделения морфометрических образов, отражающих особенности состава и структурного рисунка горных масс (с использованием и адаптацией к задаче специальных фильтров программы Adobe Photoshop CC 2015) (рис. 1.4.1-1).



**Рис. 1.4.1-1.** Схема тектонической (А) и морфоструктурной (Б) сегментации центральной части Тянь-Шанского орогена (на основе [Геологическая..., 2008] использованием и адаптацией фильтров программы Adobe Photoshop CC 2015)

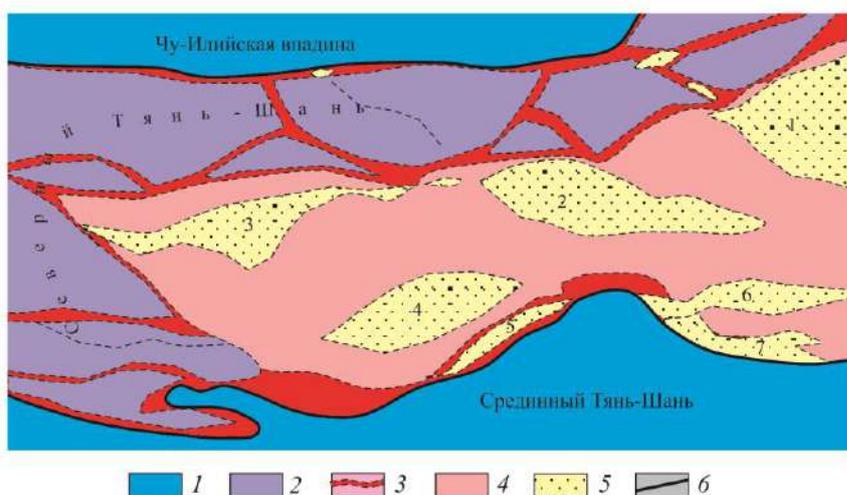
I – межгорные и внутриплитные альпийские впадины; 2 – выступы докембрийского фундамента; 3 – Северный Тянь-Шань; 4 – Срединный Тянь-Шань; 5 – Южный Тянь-Шань; 6 – Памир; 7 – Таласо-Ферганский разлом; 8 – границы морфоструктурных провинций.

I–V – типы морфоструктурных образов: I – петельчато-блоковый, II – купольно-линзовидно-линейный, III – лизовидно-ячеистый, IV – линейный, V – петельчатый

На базе фотометрического морфоструктурного дешифрирования впервые в истории изучения Тянь-Шаня сформулировано положение о структурно-морфологических образах,

которое, наряду с другими данными, частично изложенными в (п.п. 1.4.1–1.4.4), легло в основу рабочей версии структурно-морфологического районирования центрального –Таджикско-Киргизского – сегмента Тянь-Шаня. В пределах этого сегмента выделено пять типов современных морфоструктурных провинций первого ранга: I – петельчато-блоковый, II – купольно-линзовидно-линейный, III – линзовидно-ячеистый, IV – линейный, V – петельчатый, которые отражают особенности инфраструктуры, реологии и типа напряженного состояния горных масс.

Выявлена иерархия современного морфоструктурного плана и существование морфоструктурных провинций разного ранга. Так, например, в области Северного Тянь-Шаня (провинция первого ранга) обособляются две морфоструктурные провинции более высокого – второго ранга (рис. 1.4.1-1, 2) с различным морфоструктурным планом. Существование этих двух провинций отражает различие в составе горных масс, реологии и механизмах их деформирования.



**Рис. 1.4.1-2. Схема морфоструктурной делимости Северного Тянь-Шаня**

1 – Чу-Илийская впадина и Срединный Тянь-Шань; 2–5 – структуры Северного Тянь-Шаня: 2 – область преимущественного распространения складчато-метаморфических пород с крупной линзовидно-блоковой делимостью, 3 – зоны разломов и границы блоков, 4 – область преимущественного распространения ордовикско-силурийских гранитов, 5 – мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины; 6 – границы Северного Тянь-Шаня

Область, сложенная преимущественно осадочно-вулканогенными, частично метаморфизованными и смятыми в складки породами протерозоя и палеозоя, характеризуется резко расчлененным высокогорным рельефом, сегментированным на систему крупных блоков, разделенных зонами разломов, трещиноватости и рассланцевания. Данная территория отнесена к петельчато-блоковому типу морфоструктур (провинция I рис. 1.4.1-2.). Область преимущественного распространения гранитных массивов и батолитов относится к купольно-линзовидно-линейному типу морфоструктур (провинция II на рис. 1.4.1-2.) и характеризуется чередованием куполообразных поднятий и крупных чашеобразных впадин, выполненных плитно-орогенными отложениями мезозоя и кайнозоя. Переходы от поднятий к впадинам или не нарушены, или выражены флексурными перегибами, осложненными прибортовыми сдвига-надвигами. Линзовидная форма и приуроченность внутригорных впадин к области распространения гранитов, вкуче с их дискретной инфраструктурой [Леонов и др., 2018; Морозов и др., 2014; Пржиялговский и др., 2014] свидетельствует о 3D текучести породных масс и их деформации в условиях сдвигового течения в режиме левосторонней трансенсии на ранних этапах и правосторонней транспрессии на этапах заключительных (см. отчеты 2016–2018 гг.).

Установлено, что многие первичные неоднородности и морфотектонические элементы палеозойского структурного этажа Тянь-Шаня, сформированные в результате длительной эволюции, структурно оформились перед началом мезозоя и отражают исходную продольную и поперечную делимость (протоделимость) и гетерогенность подвижного пояса. В структуре Тянь-Шаня выделяется несколько сегментов с разновозрастной континентальной корой, которые в современном выражении отвечают продольному делению на Западный,

Центральный и Восточный сегменты, а в поперечном – Северному (каледонскому), Срединному (каледонскому, активизированному в герцинское время) и Южному (герцинскому) Тянь-Шаню [Алексеев и др., 2014; Алексеев и др., 2015; Бикэ, 1996; Буртман, 1976, 2006, 2012; Макаров, 1990; Макаров и др. 2010; Макаров и др., 2012; Юдахин, Беленович, 1990; Volkova, Budanov, 1999]. В некоторых схемах принимается [Алексеев и др., 2014], что фундамент территории Северного и Срединного Тянь-Шаня представлен образованиями протерозоя – нижнего палеозоя Киргизско-Казахского континента.

Морфоструктурный план альпийского этапа (включая новейшую стадию), хотя и наследует в определенной мере тектонический план палеозойского этапа, не является его полным отражением, что свидетельствует об относительной независимости геодинамики альпийского этапа от предшествующего развития региона. Примером служат, в частности, взаимоотношение Срединного и Южного Тянь-Шаня в Киргизском сегменте орогена, где интегральный крупно-линзовидно-ячеистый морфоструктурный план (тип III), характерный для Срединного Тянь-Шаня, наложен на линейный план Южного Тянь-Шаня (тип IV). Равным образом, в Гиссаро-Алайском сегменте также существуют две морфоструктурные провинции (IV и V) (см. рис. 1.4.1-1, 2).

Показано [Леонов и др., 2017], что современная структура Южного Тянь-Шаня является совокупным результатом многостадийной (палеоокеан  $\Rightarrow$  покровно-складчатая область  $\Rightarrow$  платформа  $\Rightarrow$  внутриконтинентальный ороген) и многофакторного тектогенеза и отражением сложной интерференции различных геодинамических режимов и механизмов структурообразования. Каждый из крупных этапов развития региона характеризуется одним ведущим межрегиональным геодинамическим режимом, свойственным только данному этапу. На этапе становления палеозойской покровно-складчатой области доминировал коллизионно-аккреционный режим, детерминированный общим латеральным сокращением палеоокеанического пространства. На альпийском этапе действовал компрессионно-эжективный механизм, связанный с объемным тектоническим течением горных масс и формированием рельефа. На каждом из этапов имели место и частные геодинамические режимы, производные или относительно не зависящие от главного. Они привели к формированию специфических структурно-тектонических ансамблей типа гигантских синформ, горизонтальных и вертикальных протрузий и пр. Проявление некоторых механизмов и режимов (как частных, так и общих) не детерминировано историей предшествующего развития территории. Так, геодинамический режим неотектонического этапа независим от геодинамического режима, сформировавшего в конце палеозоя покровно-складчатую область, и имеет совершенно иную природу, что подтверждает ранее сформулированное положение [Леонов Ю., 1972] о независимости орогенических событий от предыстории геологического развития той или иной территории. Проявление некоторых геодинамических режимов (изгибная или гравитационная неустойчивость) на различных этапах геологической эволюции приводит к выводу, что эти процессы связаны с фундаментальными свойствами литосферы Земли – ее гравитационной неустойчивостью, 3D текучестью горных масс, неравновесным напряженным состоянием литосферы.

Подтверждено и обосновано новыми данными значение Таласо-Ферганского разлома (ТФР), как принципиального геодинамического раздела, определяющего поперечную сегментацию Тянь-Шаня. Существование разлома фиксируется как для палеозоя [Буртман, 1964, 2012; Суворов, 1969], так и для новейшего этапа [Алексеев и др., 2017; Трифионов и др., 1990; Уфимцев и др., 2009]. Таласо-Ферганский разлом – крупное тектоническое нарушение земной коры, возникшее в конце герцинского тектогенеза и косо секущее Тянь-Шань. Разлом проходит вдоль Ферганского, Таласского и Каратауского хребтов и имеет протяженность свыше 800 км. Сместитель разлома вертикален. В пермо-триасовое время западное крыло разлома было перемещено на С.-З. относительно восточного крыла (правый сдвиг) на расстояние свыше 100 км. В юрское время вдоль отдельных участков разлома возникли грабены, в которых накапливались терригенные и угленосные отложения. Движения по разлому продолжаются и в настоящее время. Суммарная величина горизонтальных

перемещений с позднего палеозоя до голоцена достигла 180 км. (с учётом пластической деформации крыльев разлома — 250 км), вертикальные перемещения достигают нескольких километров. В историческое время вдоль Таласо-Ферганского разлома произошло горизонтальное смещение русел водотоков и др. современных морфоструктур на расстояние в 30—50 м.

По данным [Трифонов и др., 1990], на основе анализа смещения форм рельефа и определения радиоуглеродного возраста молодых отложений, доказывається преобладание праводвиговых перемещений со средней скоростью в голоцене от 5 мм/год на юго-востоке разлома до 7–15 мм/год в верховьях р. Чаткал. Северо-западнее скорость быстро падает. Суммарный правый сдвиг по разлому за последние 0,7–1,8 млн. лет достиг 12–14 км. На более ранних стадиях новейшего этапа сдвиговые перемещения не происходили. Зона разлома сейсмична, очаги землетрясений достигают глубины 50 км.

В рамках проекта *впервые проведен комплексный анализ структурно-тектонических особенностей развития территорий Тянь-Шаня, расположенных к западу и к востоку от ТФР*. В результате установлено, что строение и современный морфоструктурный план Тянь-Шаня к западу и к востоку от линии Таласо-Ферганского разлома существенно различаются, что свидетельствует о наличии двух геодинамических провинций, раздел между которыми в верхней коре фиксируется Таласо-Ферганским разломом. Особенно четко различия проявляются в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня, различия между восточным и западным сегментами которых выражены в различных параметрах их строения и эволюции – *некоторые установлены и сформулированы впервые в рамках исследований по проекту*.

- В пределах Срединного Тянь-Шаня четко выделяются две провинции, разделом между которыми является зона ТФР. Различие выражено, прежде всего, в проявлении магматических процессов – наличие в западной провинции орогенных вулканитов и их отсутствие к востоку от ТФР [Бискэ и др., 2013].

- Различен региональный альпийский морфоструктурный план и характер делимости в пределах Южного Тянь-Шаня. В Гиссаро-Алае (западный сегмент) преобладает *субвертикальная* делимость, обусловленная существованием круто ориентированных зон концентрированной деформации с краевыми надвигами и продольно-сдвиговым течением горных масс. В восточных сегментах соприкосновение между отдельными палеозойскими морфоструктурными элементами в основном осуществляется по системе надвигов и шарьяжей с формированием пакетов тектонических покровов (*субгоризонтальная* тектоническая делимость) [Алексеев и др., 2014].

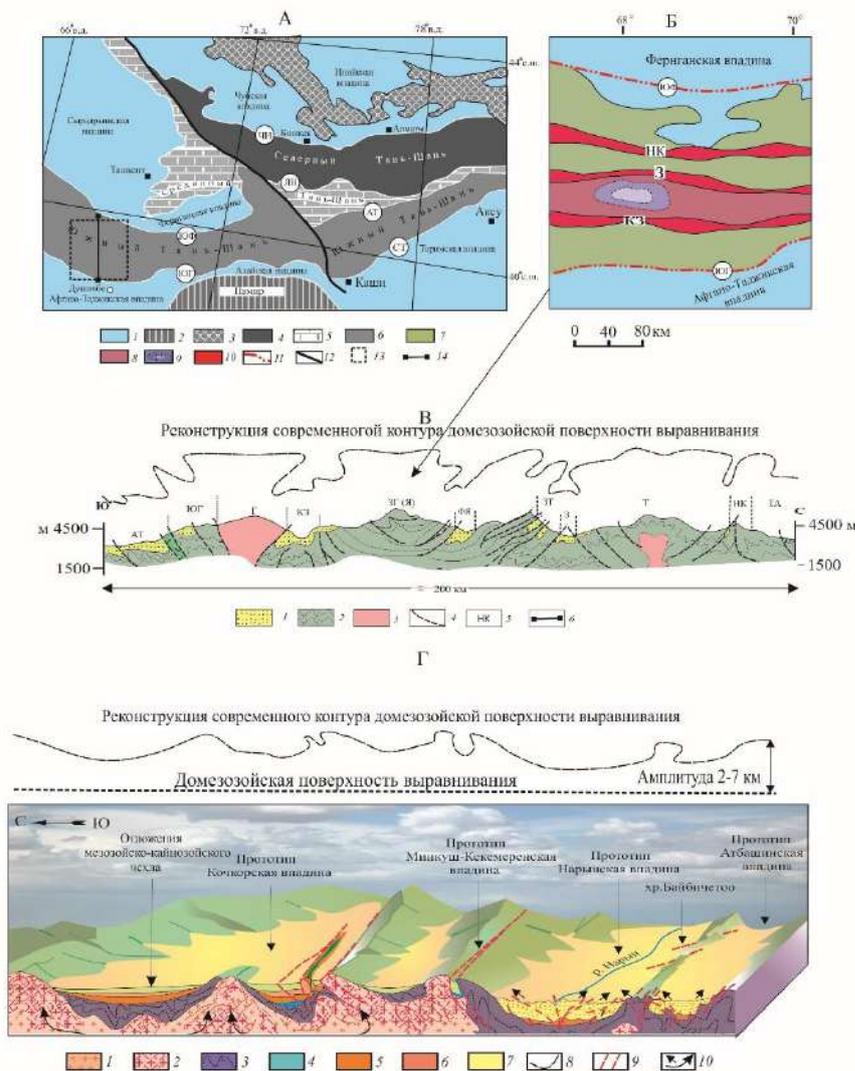
- Генеральное направление сдвигового течения горных масс имеет встречную направленность: в восточном сегменте – с востока на запад [Хаин, Яблонская, 1997], в западном сегменте – с запада на восток [Леонов и др., 2017].

- Неодинаково пространственное проявление сдвигового поля напряжений. В западном сегменте сдвиговые перемещения сконцентрированы, главным образом, в пределах узких зон концентрированной деформации, вытянутых в соответствии с генеральным структурным планом Гиссаро-Алая. В восточном сегменте сдвиговая составляющая рассредоточена по множеству разномасштабных структурных элементов, и, по существу, к востоку от ТФР Тянь-Шань представляет собой область диффузного (рассредоточенного) сдвига с развитым 3D тектоническим течением горных масс.

- Присутствие в западном сегменте крупных синклинорных структур, выжатых или в вертикальном направлении (Ганза-Чимтаргинский массив) или по латерали с образованием *горизонтальных протрузий* (Сугутский блок и Алайская сигмоида), и отсутствие подобных структур в восточном сегменте. Широкое развитие *вертикальных протрузий* (главным образом – гранитных) в восточном сегменте Северного Тянь-Шаня.

- Различны механизмы формирования палеозойского покровно-складчатого пояса Южного Тянь-Шаня. Восточные сегменты представляют собой односторонний ороген, созданный *коллизийным* сучиванием образований палеоокеана между сближающимися Таримским и Киргизско-Казахским континентами и тектоническим выплескиванием горных

масс на край поддвигающейся Таримской массы [Алексеев и др., 2014]. Западный сегмент является *аккреционным* орогеном, сформированным за счет последовательного причленения к северному континенту все более внутренних морфоструктур Туркестанского палеоокеана [Леонов М. 2008; Леонов и др., 2017; Шванов, 1983].



**Рис. 1.4.1-3. Деформация поверхности домезозойской выравнивания и ее соотношение с генеральной инфраструктурой палеозойского фундамента**

А – общая сегментация Тянь-Шаня

Б – положение зон концентрированной деформации и Ганза-Чимтаргинской синформы в структуре Таджикского сегмента Тянь-Шаня

1 – межгорные и внутриплитные альпийские впадины; 2 – структуры Памира, 3 – выступы докембрийского фундамента; 4 – Северный Тянь-Шань; 5 – Срединный Тянь-Шань; 6 – 10 – Южный Тянь-Шань; 6 – на рис. А, 7 – зоны с антиклинорной структурой фундамента, 8 – зоны с синклинорной структурой фундамента, 9 – ядро Ганза-Чимтаргинской синформы (палеоатолла), 10 – зоны концентрированной деформации, включающие фрагменты мезозойско-кайнозойских отложений (КЗ – Каракуль-Зиддинская, З – Зеравшанская, НК – Нуратау-Курганакская; 11 – ограничения Южного Тянь-Шаня; 12 – Таласо-Ферганский разлом;

13 – фрагмент, изображенный на рис. Б; 14 – линия профиля,

изображенного на рис. В.

Буквы в кружках – разломы – ограничения главных сегментов Тянь-Шаня: ЮФ – Южно-Ферганский разлом, ЧИ – Чу-Илийский, ЛН – Линия Николаева АТ – Атбашинский, СТ – Северо-Таримский, ЮФ – Южно-Ферганский, ЮГ – Южно-Гиссарский.

В – структурный профиль в районе Центрально-Таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня

1 – мезозойско-кайнозойски чехольные отложения; 2 – палеозойские комплексы; 3 – граниты; 4 – разломы; 5 – структурно-формационные зоны: АТ – Афгано-Таджикская, ЮГ – Южно-Гиссарская, Г – Гиссарская, КЗ – Каракуль-Зиддинская, ЗГ (Я) – зеравшано-Гиссарская (Ягнобская), ФЯ – Фан-Ягнобская, ЗТ – Зеравшано-Туркестанская, З – Зеравшанская, Т – Туркестанская, НК – Нуратау-Курганакская, ТА – Туркестано-Алайская; 6 – положение профиля на фрагмента А

Г – схематическая блок-диаграмма Северного и Срединного Тянь-Шаня (Киргизский сегмент)

1–3 – палеозойский фундамент: 1 – граниты, 2 – граниты интенсивно катаклазированные, 3 – осадочно-метаморфические комплексы; 4–7 – горизонты мезозойско-кайнозойского осадочного чехла: 8 – домезозойская поверхность выравнивания; 9 – разломы; 10 – направление движения породных масс

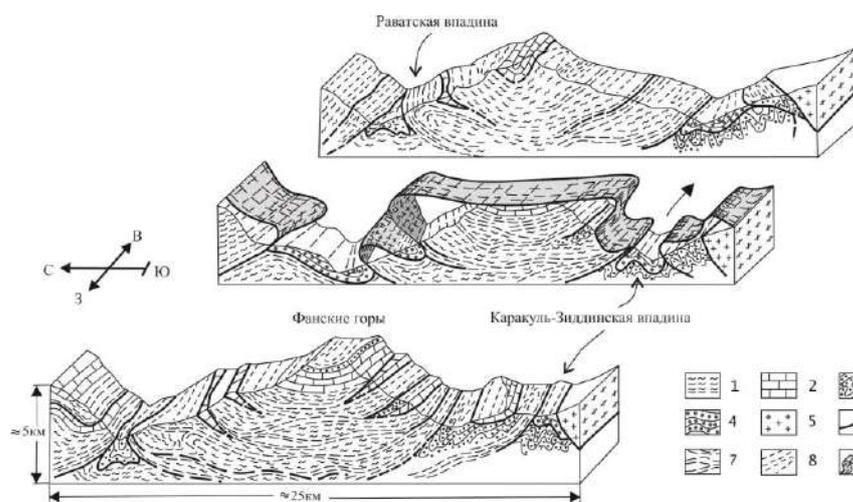
• Различны способы образования гранитно-метаморфического слоя восточного и западного сегментов Южного Тянь-Шаня. Верхнекоровый слой к востоку от Таласо-Ферганского разлома, сформирован за счет тектонического совмещения древней коры Таримского континента и «выплеснутых» на нее тектонически гетерогенных горных масс палеозойского Палеотуркестанского океана [Алексеев и др., 2014], т.е. за счет *структурной*

*аккреции*. В соприкосновение приведены древние коры Киргизско-Казахской и Таримской континентальных масс, образовавшие в верхнем палеозое «единый» Киргизско-Казахско-Таримской континент, хотя и с подновленной в герцинское время, но все же древней корой. В западном сегменте (Гиссаро-Алай) латерального совмещения северной (Кызылкумской) и южной (Туранской) континентальных масс не произошло – континентальная кора здесь сформировалась на месте сложного тектонического коллажа палеозойских породных комплексов океанической природы за счет автохтонных структурно-вещественных трансформаций и автохтонной гранитизации, т.е. в результате *вертикальной аккреции* в собственном смысле этого понятия [Вертикальная..., 2002].

- Отличается характер альпийской тектоники фундамента, что находит отражение в различном стиле и распределении деформаций домезозойской поверхности выравнивания, а также форме и пространственном распределении мезозойско-кайнозойских межгорных впадин (рис. 1.4.1-3).

- Различна современная морфоструктура Тянь-Шаня в Таджикском (западном) и Киргизском (восточном) сегментах. В целом Тянь-Шань представляет собой гигантский мегасвод, сопряженный с равновеликими отрицательными мегаструктурами – Ферганской впадиной на севере и Афгано-Таджикской впадиной на юге. Эти структуры рассматриваются в совокупности как складки основания первого порядка. Свод осложнен изгибами более высокого порядка, формирующими три главных типа морфоструктурных элементов: горные сооружения (хребты), сложенные породами палеозойского фундамента, межгорные впадины, выполненные отложениями плитного и орогенного чехлов, зоны концентрированной деформации с гетерогенным выполнением. Не затрагивая всего комплекса данных, – это задача исследований 2020 г., отметим особенности пространственного распределения и взаимоотношения отрицательных и положительных морфоструктур в пределах восточного (Киргизского) и западного (Таджикского) сегментов Тянь-Шаня.

– В киргизском сегменте Тянь-Шаня впадины образуют серию линзовидных, кулисообразно расположенных синклиналичных структур с соотношением длин осей 1:2 – 1:3, сравнимую с аналогичными параметрами разделяющих их хребтов, с относительно пологим и слабодислоцированным днищем (поверхностью фундамента) (рис. 1.4.1-3.Г). Борта впадин или пологие, с нормальным стратиграфическим залеганием чехла на фундаменте или осложнены флексурами и сопряженными с ними складками и разрывами. В ряде случаев вдоль бортов возникает зона интенсивных дислокаций с приуроченными к ним кристаллическими, преимущественно гранитными протрузиями фундамента.



**Рис. 1.4.1-4.**

Морфоструктура Ганза-Чимтаргинского массива и деформация домезозойской поверхности выравнивания

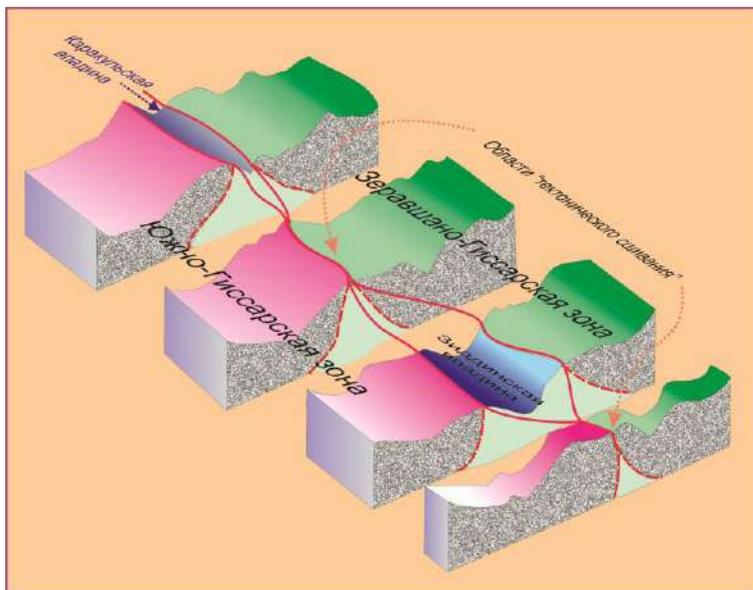
1–3 – фундамент:

1 – зеленые сланцы Ягнобского комплекса (ордовик–нижний силур),  
 2 – массивы доломитов и мраморизованных известняков (верхний силур- девон),  
 3 – терригенные отложения и флиш (карбон); 4 – чехол: карбонатно-терригенно-

глинистые отложения мезозоя и кайнозоя; 5 – граниты Гиссарского батолита (карбон); 6 – разломы; 7 – сланцеватость; 8 – напластование; 9 – реконструированная домезозойская поверхность выравнивания

В Гиссаро-Алайском сегменте картина иная. Здесь выделяется две категории структур, сформированных породами палеозоя – синформные и антиформные структуры, которые

чередуются в поперечном разрезе Гиссаро-Алая (рис. 1.4.1-3 Б, В) и имеют значительную протяженность во многие сотни километров. Эти структуры разделены узкими линейными зонами концентрированной деформации с веерообразным или субвертикальным залеганием пород, с напряженной складчатой структурой, проявлением динамометаморфизма. К зонам концентрированной деформации приурочены кулисно расположенные узкие впадины, выполненные отложениями мезозойско-кайнозойского чехла. Впадины имеют симметричное в центре горного сооружения или асимметричное строение с запрокидыванием крыльев на северном борту к северу, на южном борту – к югу.



**Рис. 1.4.1-5. Структуры тектонического сшивания. Блок-диаграмма Каракуль-Жидинской зоны концентрированной деформации и межгорных впадин с сегментами тектонического сшивания**

Впадины, как правило, задавлены с одной или двух сторон между палеозойскими толщами, слагающими поднятия, в ряде случаев образуя структуры тектонического сшивания (рис. 1.4.1-4,5). Прибортовые разрывы вторичны по отношению к пликативной деформации поверхности выравнивания, имеют

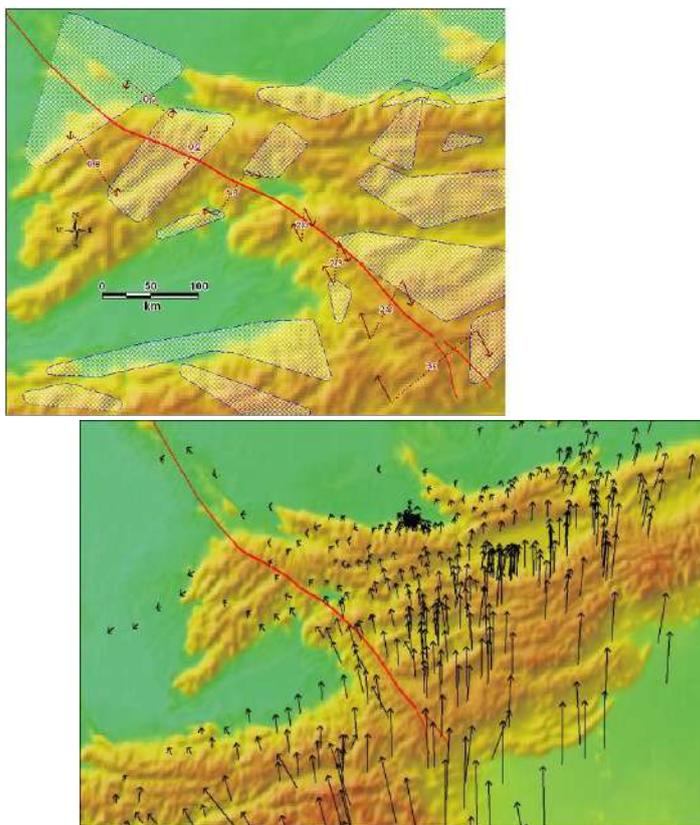
малую амплитуду, быстро затухают с глубиной и по простиранию, зачастую переходя в сдвиговые деформации или зоны продольного пластического течения [Леонов М., 1996, 2005; Садыбакасов, 1990; Шульц, 1979]. Т.е. деформация поверхности фундамента в генеральном плане происходит без разрыва ее сплошности. Зоны концентрированной деформации и, соответственно, внутригорные впадины расположены закономерно на расстоянии 15–20 км одна от другой, что, наряду с пликативными изгибами домезозойского пенеплена, может свидетельствовать о волновой природе деформации на альпийском этапе

– Деформация поверхности выравнивания, сформированная по палеозойскому фундаменту в западном и восточном сегментах Тянь-Шаня имеет различное выражение (рис. 1.4.1-3 В, Г). Поверхность фундамента, соответствующая домезозойскому пенеплену, в восточном сегменте характеризуется чередованием широких и относительно пологих сводов и прогибов, в ряде случаев осложненных внутрибассейновыми поднятиями типа системы хребтов Байбичетоо или гранитных куполов и протрузий Иссыккульской впадины (см. отчеты 2016–2018 г.г., а также [Леонов и др., 2017]). Деформация поверхности фундамента (домезозойского пенеплена) в западном сегменте более напряженная и образует широкие антиклинальные перегибы, осложненные складками более высокого порядка и разделенные узкими синклиналильными структурами, совпадающими с зонами концентрированной деформации в палеозойском фундаменте. При этом возникает обращенный рельеф, когда в целом синклинорной структуре палеозойских толщ соответствует антиклинальный перегиб поверхности фундамента (Ганза-Чимтаргинский массив). Возникают и более сложные взаимоотношения – так, в пределах Туркестанской зоны по характеру ограничивающих зону разломов реконструируется крупная синформа, сложенная ордовикско-силурийскими терригенными породами. Но инфраструктура этой синформы имеет антиклинорный облик с веерообразным расположением структурных элементов и напластования. Синформе Туркестанского хребта отвечает антиклинальная структура домезозойского пенеплена.

- Фиксируются различия в геофизических характеристиках, отражающих глубинное строение западного и восточного секторов Тянь-Шаня.

*GPS-наблюдения* (рис. 1.4.1-6). В настоящее время, по данным GPS, наблюдается общая тенденция движения реперов на север-северо-запад вдоль простираения ТФР в системе отсчета EURA 2008. По сравнению с максимальными голоценовыми смещениями в зоне ТФР, движений вдоль разрыва в пределах Чаткало-Кураминского сегмента сейчас не фиксируется. В юго-восточном направлении наблюдается постепенное увеличение скорости правого сдвига до 3 мм/год, в противовес затухающему голоценовому правостороннему сдвигу. Таким образом, восточное крыло ТФР (Центральный Тянь-Шань) отстает от западного сегмента Тянь-Шаня.

Северная компонента скорости, рассчитанная относительно стабильной центральной части Евразии, по всему Тянь-Шаню убывает к северу, достигая разницы до 13-15 мм/год. ЮЗ сегмент Тянь-Шаня (в отличие от центрального) имеет западные склонения векторов скорости до 5-6 мм/год. Причем к северо-западу от Чаткало-Кураминского блока наблюдается смена северной компоненты движения на южную.



**Рис. 1.4.1-6.** Данные GPS-наблюдений. Объяснения в тексте.

В пределах Центрального Тянь-Шаня распределение горизонтальных компонент скорости организовано более сложно, чем на западе. Так величины северной компоненты скорости выдержаны в направлении В-СВ. Восточная компонента скорости в районе меридиана  $76^\circ$  ВД испытывает смену склонений векторов скорости: к западу от этого меридиана она имеет западные склонения, а к востоку – восточные. Максимальные меридиональные укорочения до 6 мм/год наблюдаются в районе Иссык-кульской впадины.

Исследования с помощью GPS-измерений дают существенный вклад в понимание современной геодинамики региона, но и ставят ряд вопросов, на которые нужно искать ответ. (1) Векторы скоростей ориентированы практически везде поперек простираения структур, свидетельствуя о субмеридиональных траекториях перемещении горных масс. В то же время структурные наблюдения говорят о существенной роли продольных субширотных сдвиговых движениях, которые по неясным причинам не зафиксированы инструментальными методами.

Эта проблема очень серьезна и нуждается в специальном анализе. (2) Нуждается в дополнительном анализе и вопрос о том, что отражают измерения - движения относительно жесткой «блочной» среды или объемное течение квазипластичных горных масс. От решения этого вопроса во многом зависят кинематические и геодинамические интерпретации.

*Сейсмотомография.* В части, касающейся глубинных характеристик пород к западу и к востоку от ТФР, и анализа характеристик трехмерной сейсмотомографической модели Тянь-Шаня [Сабитова и др., 2006] и других работ [Юдахин, 1983; Li et al., 2009; Roecker et al., 1993; Kosarev et al., 1993], можно сделать следующие основные выводы.

– В среднекоровом интервале глубин (25–35 км) скорости Р-волн к западу от ТФР выше таковых к востоку от него. В Юго-Западном Тянь-Шане на этом глубинном уровне появляются аномально низкие скорости Р- и S-волн (5,0–5,5 км/с и 3,1–3,5 км/с).

– В интервале глубин 35–50 км скорости Р- и S-волн к западу и востоку от ТФР также различны. Общих закономерностей в распределении скоростей Р- и S-волн здесь не наблюдается.

– В интервале глубин 50–65 км скорости Р- и S-волн к востоку от ТФР ниже (7–7,2 км/с и 4,4 км/с), чем к западу от него (7,8–8,0 км/с и 4,7 км/с).

*Геоэлектрика (МТЗ).* Установлено различие характеристик коровой электропроводности восточнее и западнее ТФР, которое заключается в изменении глубины залегания и суммарной продольной проводимости корового проводника. К востоку от ТФР кровля корового проводника залегает на глубинах около 20 км, к западу глубина залегания кровли составляют 35–40 км. Продольная проводимость корового проводящего слоя составляет соответственно около 2000 См к востоку и около 400 См к западу от зоны ТФР. Данные по коровой электропроводности западнее ТФР подтверждены результатами 2D инверсии МТ и МВ данных по профилю "TIPAGE". Зона ТФР в поперечном разрезе земной коры представлена высокоомным ядром, распространяющимся вдоль ТФР и разделяющим восточную и западную части корового проводника. Высокоомное ядро аномалии ТФР ограничено с востока собственно телом ТФР, а с запада наклонной частью корового проводника, имеющего форму листрического разлома. В региональном плане конфигурация и наклон коровых проводящих объектов свидетельствуют о вращении Ферганского блока западнее ТФР и поддвигании Тарима под Тянь-Шань к востоку от ТФР.

Такое различие в деформации фундамента свидетельствует о разных геодинамических режимах, имеющих место в пределах Тянь-Шаня и приводящих к его морфоструктурной сегментации. Эти данные позволяют сделать предварительное заключение о механизме выдавливания одних морфоструктурно-формационных элементов древнего бассейна в относительно более высокие горизонты коры и задавливание (опускание) других в процессе аккреционного скупивания. Совмещение приподнятых и опущенных участков происходит по системе встречных надвигов и зон дисгармоничного срыва.

их надвигание на расположенные в соседствующих депрессиях отложения. Механизм процесса не очевиден, но, возможно, он связан с наличием встречных потоков вещества в нижней коре и верхней мантии по сценарию замковой субдукции, срывом по зонам структурно-вещественной дисгармонии и общим скупиванием. При этом происходит выдавливание (подъем) одних верхнекоровых фрагментов и задавливание (опускание) других.

Проведены работы, связанные с изучением конкретных объектов, являющихся ключевыми для проведения структурно-тектонического районирования Тянь-Шаня. В результате: созданы 2D и 3D эволюционно-кинематические и геолого-геофизические графически-описательные модели разноранговых структурных ансамблей ряда ключевых структур; установлено принципиальное сходство строения и эволюции переходных зон «впадина/поднятие» (см. раздел 1.4.6.); реконструированы условия и способы структурной переработки пород фундамента на плитной и орогенной стадиях развития региона; описаны парагенезы структур определены стиль и механизмы формирования отдельных сегментов горного сооружения Тянь-Шаня на разных стадиях тектонической эволюции.

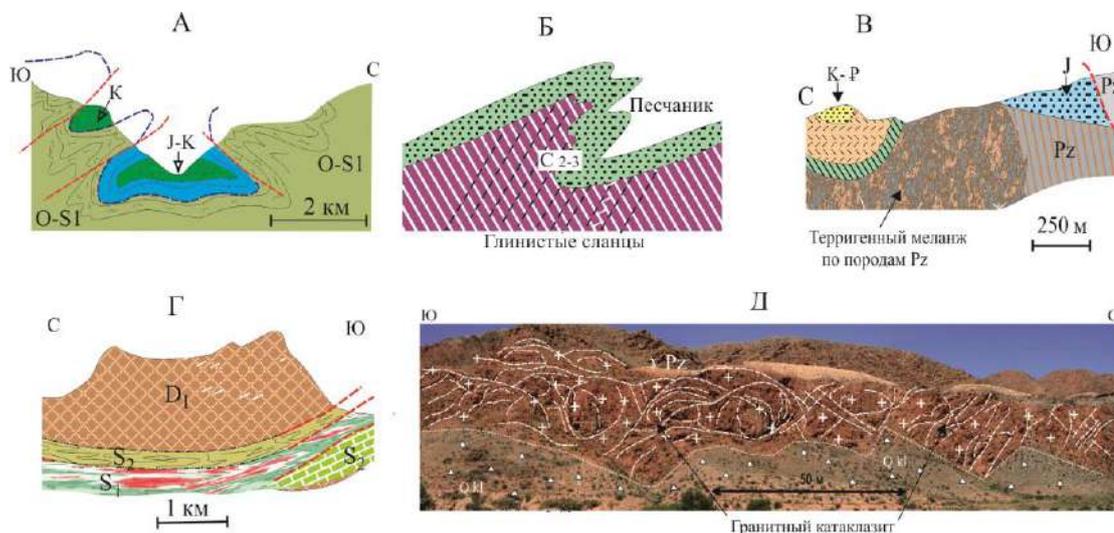
Анализ всего комплекса имеющихся данных – задача следующего этапа исследований, однако на основании проведенных работ уже сейчас ясно, что рассматриваемый тектонический узел в составе Таджикского и Киргизского Тянь-Шаня и Памира отвечает трем геодинамическим провинциям с различным стилем глубинных процессов и их морфоструктурным выражением.

#### **1.4.2. Механизмы структурно-вещественной переработки горных пород фундамента Тянь-Шаня с позиции механики гранулированных сред, мезомеханики и усталостного разрушения.**

Геолого-структурные данные неопровержимо свидетельствуют об объемной грануляции кристаллических пород фундамента в рассматриваемом регионе, в том числе огромных масс гранитов. Выявлены механизмы структурного преобразования горных пород и их дезинтеграции, описаны конкретные морфоструктуры, в которых фиксируется объемное течение горных пород, и т.д. Показано, что процессы тектонического течения горных масс проявляются на разных масштабных уровнях и имеют первостепенное значение в формировании структурного и морфологического облика Тянь-Шаня. В то же время вопросы, связанные с возникновением 3D подвижности (текучности) породных масс и причинами повышенной податливости пород – часто первично крепких и монолитных – дезинтеграции и разрушению, нуждались в разрешении. В связи с этим, на основе творческого сотрудничества, к решению проблемы были привлечены ведущие специалисты в области физики твердого тела. Некоторые результаты исследования изложены ниже.

Дано описание геологических объектов фундамента Тянь-Шаня, для которых (объектов) характерны гранулярно-блочная инфраструктура горных пород (исходная или возникшая в процессе тектонической эволюции) и наличие признаков объемного течения.

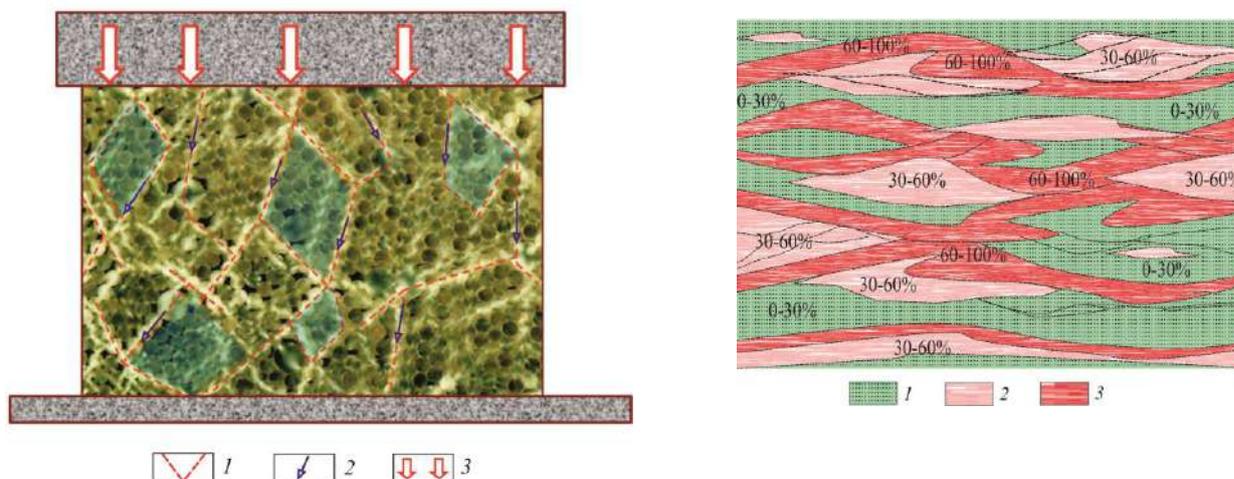
Механизмы структурно-вещественной переработки пород складчато-метаморфического основания Южного Тянь-Шаня, обеспечивающей объемную подвижность, различны. Различия связаны, прежде всего, с реологией пород, с их способностью к объемному тектоническому течению, или к реидной деформации [Бероуш, 1991; Кинг, 1967; Паталаха, 1971; Леонов М. и др., 2018] (рис. 1.4.2-1.). В пределах Каракульской, Зеравшанской и Курганакской зон, центральная часть которых выполнена флишевыми отложениями, потеря связности обусловлена процессом меланжирования; в Раватской структуре – проявлением пластической деформации; в области распространения гранитоидов Гиссарского батолита – объемным катаклизмом [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008]; в карбонатных массивах Фанских гор – динамической рекристаллизацией [Леонов, 2008]. Потеря связности приводит к проявлению реидной деформации, что, в свою очередь, делает возможным изгибание поверхности фундамента (поверхности домезозойского пенеплена) без разрыва его сплошности, что было подчеркнуто в предыдущих разделах.



**Рис. 1.4.2-1. Механизмы структурно-вещественной переработки, обеспечивающие 3D подвижность горных пород и деформацию поверхности фундамента без разрыва сплошности (Тянь-Шань).**

А – пластическая деформация (Раватская впадина), Б – хрупкая микросколовая (кливажная) деформация (Курганацкая зона); В – меланжирование (Зеравшанская зона), Г – динамическая рекристаллизация (Ганза-Чимтаргинский массив); Д – брекчирование и объемный катаклиз (граниты южного борта Кочкорской впадины)

Осуществлен сравнительно-тектонический анализ и корреляция конкретных геологических объектов Тянь-Шаня и других регионов с гранулярно-блочной инфраструктурой горных пород (исходной или возникшей в процессе тектонической эволюции) и с признаками объемного течения и сопоставление геологических данных и данных механики гранулированных сред. В частности, показано, что линзовидно-петельчатая инфраструктура дезинтегрированных пород соответствует механизму распределения напряжений в дискретной среде (рис. 1.4.2-2,3).



**Рис. 1.4.-2.** (левый) Сетка напряжений (стрессовые цепочки) в оптически активных средах [Jaeger, Nagel, 1992]

**Рис. 1.4.2-3.** (правый). Линзовидно-ленточная структура зеленых сланцев ордовика–силура (Ягнобский комплекс, Южный Тянь-Шань), отражающая распределение интенсивности деформации (E) и вещественного преобразования (M) горных пород. Полуколичественная оценка в %.

1 – E = 0–100%, M = 0–30%; 2 – E = 100–200%, M = 30–60%; 3 – E >200–500%, M = 60–100%

Дано непротиворечивое толкование физики процесса деформации блоково-гранулированных породных сред и объемного течения геологических тел.

Показана существенная (в отдельных геоструктурах – ведущая) роль тектоники разрыхления в преобразовании консолидированного слоя земной коры Тянь-Шаня и других геоструктур земной коры.

Анализ, основанный на полевых структурно-геологических данных и данных физики твердого тела, а также теоретические и экспериментальные данные по механике блочно-гранулированных сред и мезомеханике позволяет заключить, что одним из существенных (не единственных, конечно, но существенных) факторов (триггеров), процесса объемной дезинтеграции породных массивов, является усталость горных пород – одно из фундаментальных явлений физики твердого тела, а поведение дезинтегрированных горных пород подчиняется законам механики гранулированных сред или мезомеханики. *Привлечение данных физики твердого тела для расшифровки региональных особенностей деформационного процесса и формирования инфраструктуры кристаллических горных пород осуществлено впервые в практике геологических исследований.* Такой подход позволил – также впервые – дать объяснение физики процесса дезинтеграции и 3D текучести гранитов на постмагматической стадии их существования.

Явление объемного разрушения кристаллических горных масс и связанные с этим тектонические следствия названы Г. Штилле «тектоникой разрыхления» (нем. Lockertektonik; англ. loosening tectonics). Новые данные дают основание сохранить этот термин за подобным стилем переработки горных масс и считать, что «тектоника разрыхления» – это фундаментальное явление в системе преобразования структуры земной коры. В этом отношении небезынтересно вспомнить и такое явление как формирование регматической сети, которая отражает проявление процесса разрыхления в масштабе всей земной коры.

. Результаты исследований оформлены в виде рабочего варианта аналитической записки «Механизмы структурной переработки горных пород с позиций механики блочных и гранулированных сред» (текст – 29 стр., рисунков – 32, библиография – 131 наименование) и статьи «Тектоника разрыхления: геологические данные и физика процесса» (электр. журнал «Геодинамика и тектонофизика», статья находится на рецензировании).

#### ***1.4.3. Проведен сравнительный анализ глубинных структурных характеристик бортовых зон впадин Северного Тянь-Шаня по данным магнитотеллурических зондирований.***

Для проведения детального анализа глубинной структуры бортовых зон межгорных впадин Северного Тянь-Шаня использовались двумерные геоэлектрические модели Кочкорской, Иссык-Кульской, Байтикской и Чуйской впадин, построенные по данным профильных магнитотеллурических зондирований. В анализируемых разрезах межгорных впадин отчетливо проявилась взаимосвязь поверхностных и глубинных геоэлектрических структур. В глубинном строении южных бортов рассмотренных впадин выявлены общие закономерности геоэлектрической структуры - присутствие в разрезе проводящих объектов, соответствующих краевому разлому и аномальным телам в верхней части разреза, которые могут быть обусловлены катаклизмом гранитов.

На рисунке 1.4.3-1. показан геоэлектрический разрез вкрест простирания южного борта Кочкорской впадины. Здесь вдоль зоны сочленения Терской системы поднятий с Кочкорской впадиной развит широтный Южно-Кочкорский краевой разлом со значительной амплитудой надвигания, которая по магнитотеллурическим данным составляет не более 400 м. Та часть аномалии, которая приурочена непосредственно к краевому разлому продолжается до глубины более 5 км. Более мелкие аномальные тела, расположенные южнее (на хребте), могут быть связаны с катаклизмом гранитов.

Аналогичная картина наблюдается при рассмотрении геоэлектрической модели, построенной для южного борта Иссык-Кульской впадины (рис.1.4.3-2.) – ярко выражен краевой разлом, имеющий глубинное заложение и тела с аномальной проводимостью в верхней части разреза, расположенные в южной части модели, что соответствует предгорьям хребта Терской. Северная аномальная структура приурочена к Иссык-Кульской впадине и озеру Иссык-Куль. Минимальный уровень электросопротивления в моделях составляет 10 Ом·м.

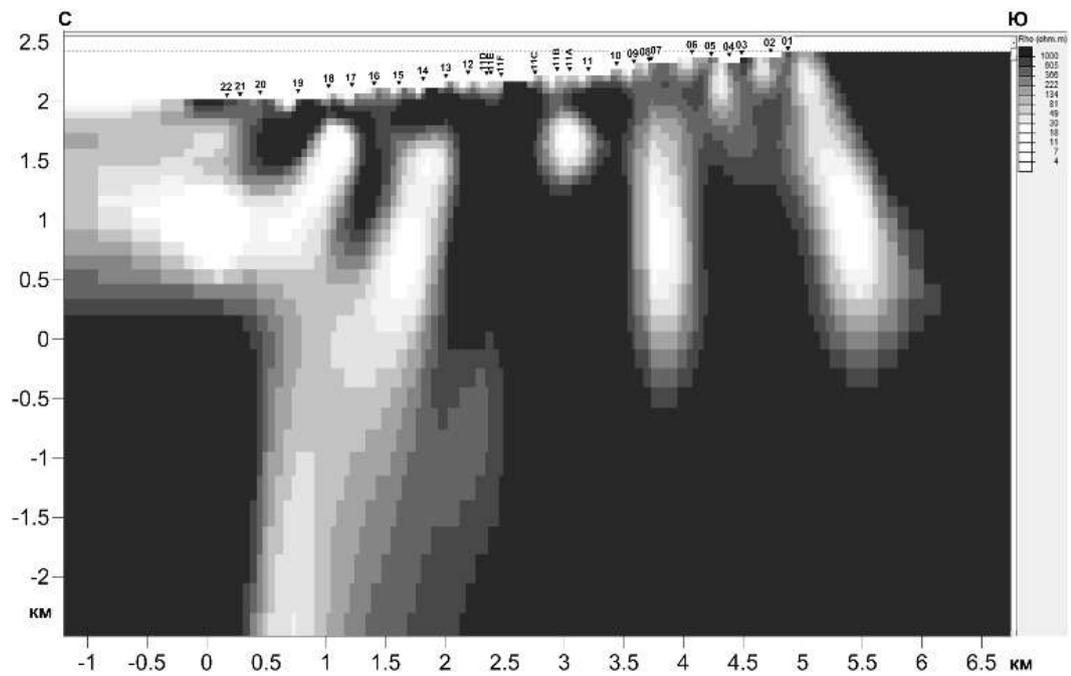


Рис. 1.4.3-1. Двумерная геоэлектрическая модель южного борта Кочкорской впадины по профилю Укок (В-Г, рис. 1). Здесь и далее тоновая градация от черного к белому соответствует понижению сопротивления пород (шкала удельных сопротивлений – справа).

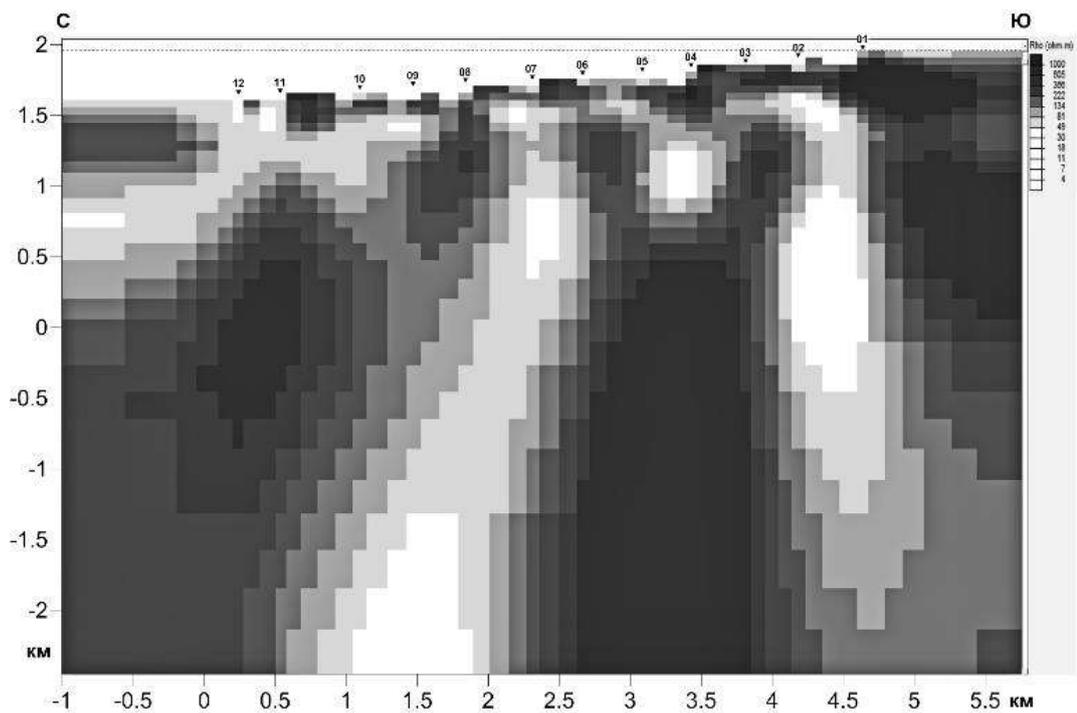
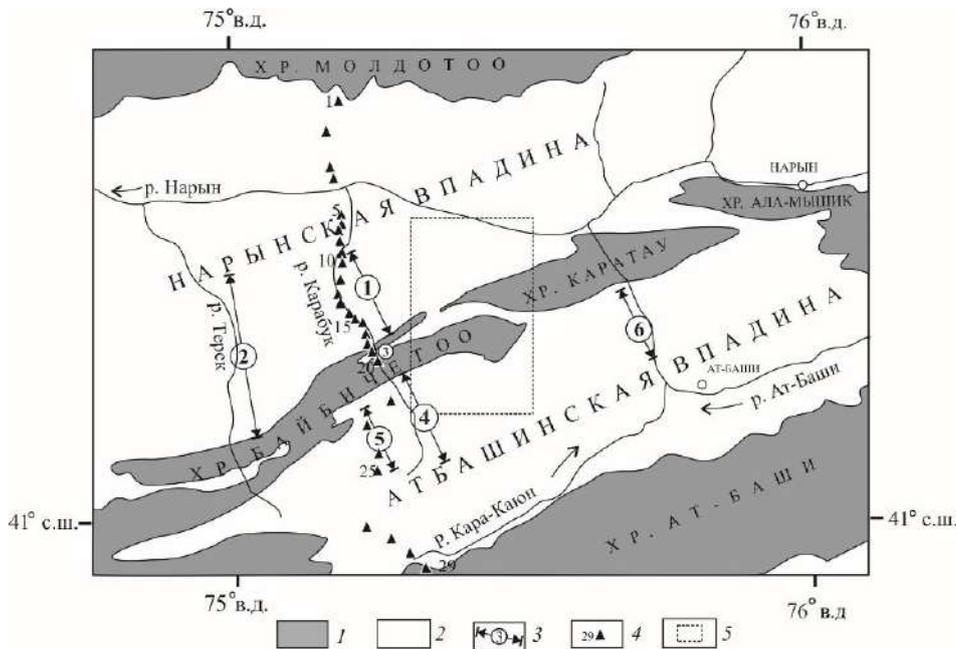


Рис. 1.4.3-2. Двумерная геоэлектрическая модель южного борта Иссык-Кульской впадины. Шкала удельных электросопротивлений – справа.

*1.4.4. Определены характеристики структур и фаз внутриплитной активности системы «Нарынская впадина - поднятие Байбичеттоо - Атбашинская впадина» на основе данных детального геологического картирования и геофизических данных. Выявлены и описаны структурные парагенезы применительно к этой геодинамической системе (рис. 1.4.4-1).*



**Рис. 1.4.4-1. Морфоструктурные элементы системы «Нарынская впадина – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина» Среднего Тянь-Шаня**

1 – выступы палеозойского фундамента; 2 – мезозойско-кайнозойские межгорные впадины; 3 – линии разрезов, представленные на рис. 1.4.1-2; 4 – пикеты профиля магнитотеллурического зондирования; 5 – контуры карты на рис. 1.4.1-3.

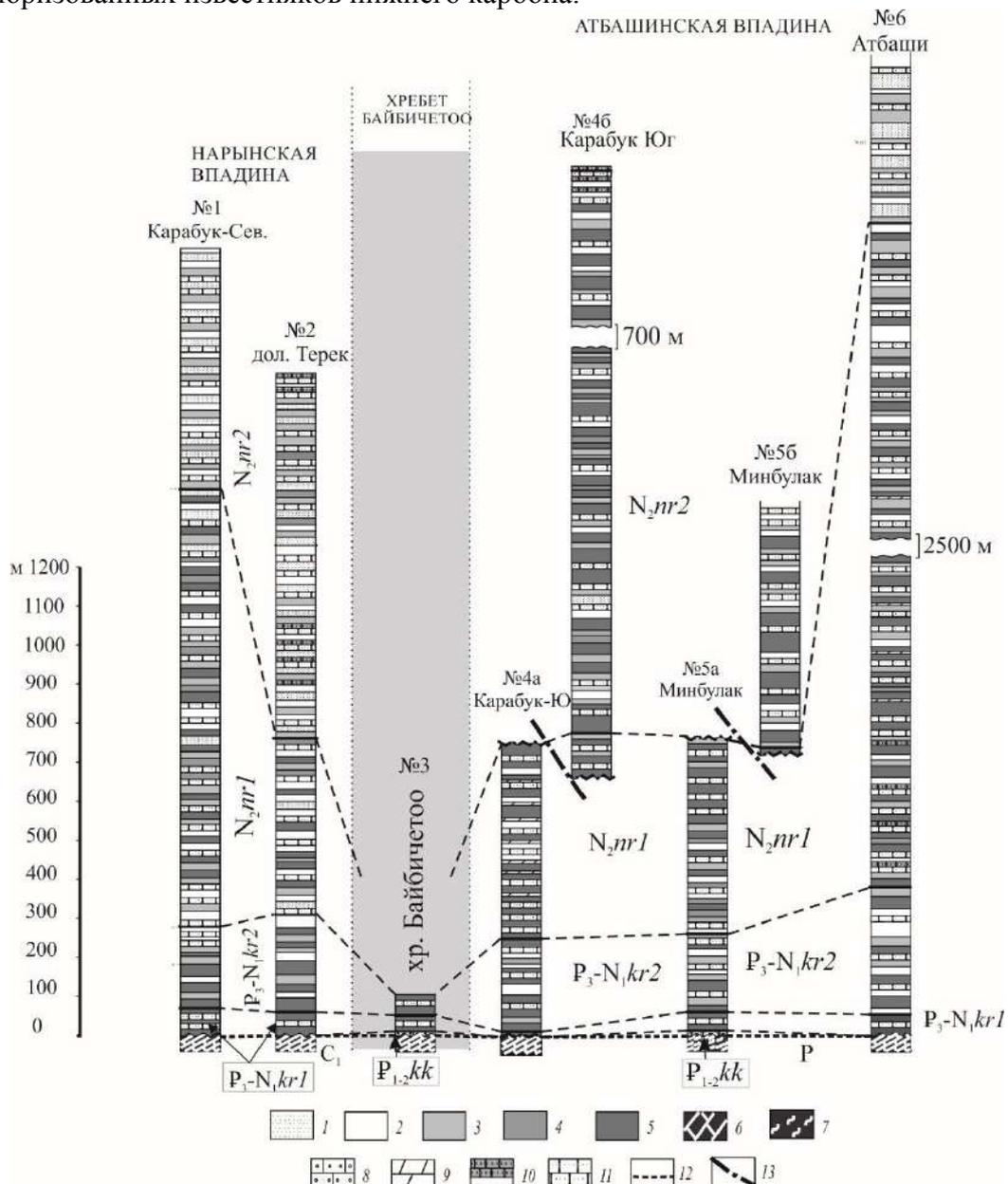
С целью описания верхнекоровых структурных парагенезов, определения деформационной обстановки и стадийности формирования центрального поднятия сопоставлялись литологические разрезы кайнозойских отложений, изучались структуры кайнозойского осадочного чехла, деформации пенепленизированной кровли палеозойского фундамента и новейшие структуры в фундаменте. При характеристике глубинного строения учитывались новые данные МТЗ по профилю «Карабук» [Рыбин и др., 2018], пересекающему Нарынскую и Атбашинскую впадины с севера на юг.

Составлены и описаны литологические разрезы кайнозойских отложений по нескольким трансектам к северу и югу от центрального поднятия (см. рис. 1.4.4-1). Как известно, Нарынская и Атбашинская орогенные впадины Центрального Тянь-Шаня на раннем этапе своего развития представляли собой единый бассейн седиментации. Об этом свидетельствуют останцы палеогеновых отложений, сохранившихся на вершине и склонах хр. Байбичетоо – поднятия, разделяющего сейчас названные впадины. Было установлено, что разрезы принципиально сходны и достаточно уверенно коррелируются по палеоклиматическим индикаторам и составу (рис. 1.4.4-2). В основании разрезов на маломощной или не выраженной коре выветривания палеозойских пород (среди которых преобладают нижнекаменноугольные мраморизованные известняки) залегает песчано-глинисто-карбонатная пачка коктурпакской свиты ( $P_{1-2}$ ). Эти отложения присутствуют не во всех разрезах и их мощность не превышает 30 м. Состав и мощности красноцветных отложений киргизской свиты ( $P_3-N_1$ ), составляющих нижнюю часть разреза, практически не отличаются в обеих впадинах. По геофизическим данным и данным бурения [Юдахин, 1983; Садыбакасов, 1972] мощность свиты постепенно увеличивается (примерно до 1 км) на удалении от бортов впадин и центрального поднятия. Минимальные мощности красноцветов (60 м) установлены нами в локальном прогибе на своде Байбичетоо в районе его пересечения долиной р. Карабук.

Пачки слоев вышележащей нарынской свиты ( $N_2$ ) фациально изменчивы, особенно в верхней подсвите. Нижненарынская толща, для которой характерно преобладание глин над песчаниками и супесями, и средненарынская – с обратной пропорцией песчаных и глинистых пород, имеют сходство в обеих впадинах и, также как киргизская, закономерно увеличиваются

по мощности к центру впадин. Верхи неогенового разреза обнажаются в наиболее погруженных частях впадин и плохо коррелируются не только в разных впадинах, но и в разных их частях. В разрезах изменчивы мощности и соотношения слоев тонкозернистых супесей, суглинков и конгломератов, эпизодически появляющихся мергелей, известковых глин и торфянистых палеопочв. Мощные и неравномерно распределенные во впадинах толщи плейстоценовых конгломератов отвечают позднейшей фазе активного воздымания и денудации окружающих впадины хребтов.

Согласное залегание и сохранность последовательности напластования слоев палеогена и неогена практически во всех обнажениях, отсутствие структурных несогласий вплоть до конца неогена и литологические признаки свидетельствуют о невысоких скоростях тектонических движений почти на всем этапе седиментации, вероятно их компенсированном характере. Очевидно, что постепенно углубляющиеся в течение палеогена и неогена внутриконтинентальные прогибы заполнялись осадочными толщами большой мощности, которые лишь в конце плиоцена и в квартере претерпели орогенез и деформацию и денудировались в локальных поднятиях. В пределах поднятий размыву подвергаются не только кайнозойские отложения, но и палеозойский фундамент, о чем свидетельствует присутствие во всех отложениях, начиная с середины плиоцена и вышележащих, обломков мраморизованных известняков нижнего карбона.

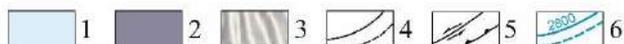
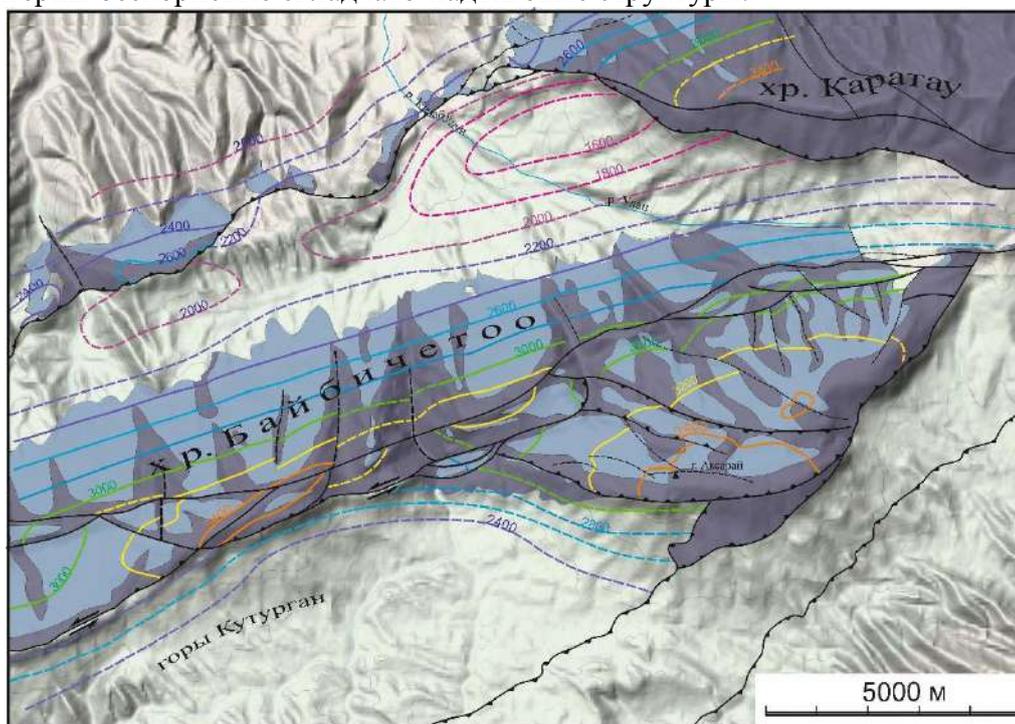


**Рис. 1.4.4-2. Сопоставление литостратиграфических разрезов кайнозойских отложений Нарынской впадины (колонки 1–2), хр. Байбичетоо (колонка 3) и Атбашинской впадины (колонки 4–6). Положение разрезов на рис. 1.4.1-1.**

1 – пески; 2 – аргиллиты; 3 – супеси; 4 – суглинки; 5 – глины; 6 – 7 – палеозойские метаморфизованные породы; 6 – мраморы, 7 – сланцы; 8 – конгломераты; 9 – мергели; 10 – дресвяники; 11 – песчаники; 12 – линии стратиграфической корреляции; 13 – тектонические разломы в разрезах.

Изучение структур кайнозойского осадочного чехла, деформации пенепленизированной кровли палеозойского фундамента и новейших структур в фундаменте имело целью описание верхнекоровых структурных парагенезов в различных комплексах пород.

Поверхности предпалеоценового пенеплена, сохранившегося на склонах антиклинорного поднятия Байбичетоо являются уникальным репером деформации пород палеозойского фундамента после отложения коктурпакской свиты Р<sub>1-2</sub>. Эти интегральные деформации палеозойского основания определялись путем анализа составленной нами карты изогипс поверхности пенеплена (рис. 1.4.4-3). Характерными структурами являются складки большого радиуса кривизны с вертикальными осевыми плоскостями и пологими ундулирующими шарнирами ВСВ простираения. На склонах и в ближайшем окружении центрального поднятия Байбичетоо поверхность фундамента и вышележащие кайнозойские осадочные слои деформированы конформно, однако для внутренних частей впадин характерны бескорневые складчато-надвиговые структуры.



**Рис. 1.4.4-3. Карта деформаций поверхности предпалеогеогенового пенеплена для восточной части х. Байбичетоо и соседних впадин.**

1-2 – выступы палеозойского фундамента (1 – останцы пенеплена); области распространения отложений кайнозоя; 4 - разломы главные и второстепенные; 5 – сдвиги и надвиги; 6 – изогипсы поверхности пенеплена с указанием абсолютных отметок (показаны разными цветами для наглядности сопоставления высот).

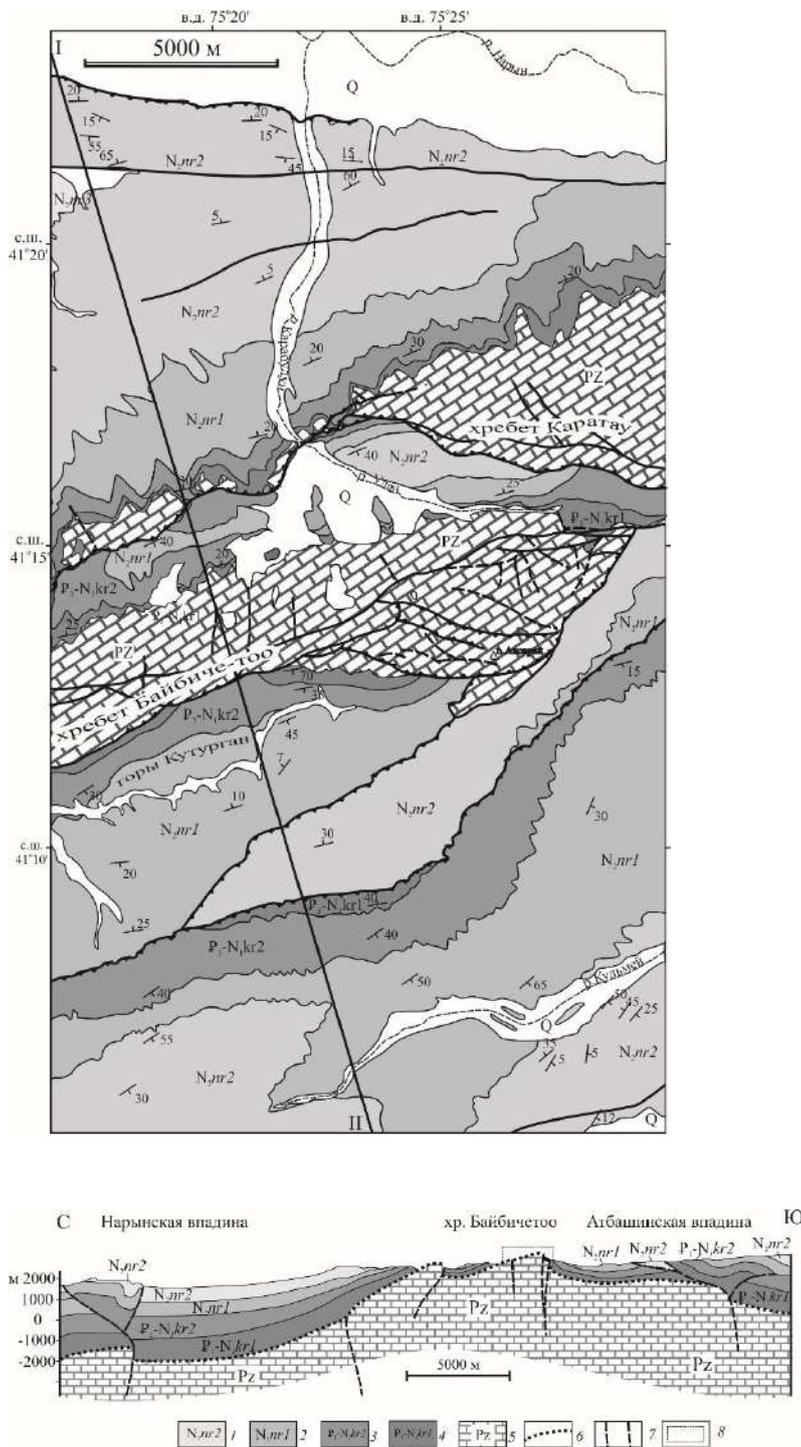
В целом, поверхность пенеплена обрисовывает современную форму хребта - асимметричное поднятие с пологим ССЗ и крутым ЮЮВ склонами. Крутой склон представляет собой флексуру, осложненную системой крутопадающих разломов (сбросов, взбросов), реже - надвигами. Амплитуда вертикального смещения поверхности фундамента по разломам составляет 300–500 м. В восточной части поднятия фундамент надвинут на кайнозойский чехол с амплитудой горизонтального смещения до 1,5 км. Смещения пенеплена

по многочисленным разрывным нарушениям и флексурам к северу от главного уступа обычно не превышают 50 м.

Локальные зоны новейших смещений в палеозойском фундаменте представлены зонами крупноблочного дробления и (или) разломами с углистыми милонитами и вишнево-красными глинками трения. В широкой зоне вдоль гребня хребта и крутого южного склона палеозойские породы разбиты многочисленными трещинами различной ориентировки со слабо упорядоченными малоамплитудными смещениями. В долине, прорезающей хр. Байбичетоо западнее р. Карабулун (соответствует линии разреза на рис. 1.4.1-4.), видно, что относительно монолитные остроугольные блоки известняков соседствуют с объемами, в которых слои известняков деформированы в сложные дисгармоничные складки.

Помимо локальных зон смещения пенеплена, его поверхность образует крупные складчатые структуры, проявляющиеся также в рельефе и в конформных складках осадочного чехла. Асимметричная синклиналь с полого ундулирующим шарниром разделяет выступы (куэсты) хребтов Байбичетоо и Каратау. Кое-где на сводах поднятий фиксируются локальные грабены – структуры растяжения, в которых сохраняются кайнозойские отложения.

Иной характер деформаций кайнозойских отложений в центральных частях впадин (рис. 1.4.4-4.; 1.4.4-5.). Обширные области с субгоризонтальными или слабонаклонными залеганиями слоев разделены линейными зонами смятия, выраженными поднятиями рельефа. Зоны деформаций представлены дисгармоничными складками разной размерности в сочетании с разрывными нарушениями. Складки имеют коробчатые или шевронные формы с угловатыми или конформно-изогнутыми замками, крутыми осевыми плоскостями и ундулирующими шарнирами субширотного простирания. Разрывы представлены преимущественно взбросами и надвигами, составляющими единый структурный парагенез со складками. Сопоставляя поверхностные структуры с морфологией ложа прогибов на геофизических профилях [Юдахин, 1983; Макаров, 1977], можно отметить, что складчато-разломные структуры в чехле центральных частей впадин обычно являются бескорневыми и лишь отчасти контролируются уступами или флексурами кровли нижележащего фундамента. Как и в других впадинах Тянь-Шаня [Tompson et al., 2002; Леонов и др., 2016] подобные структурные парагенезы характеризуют локальные зоны сжатия (транспрессии) в осадочном чехле и связаны с развитием детачментов внутри чехла или со структурами «пальмового дерева» над уступами кровли фундамента.



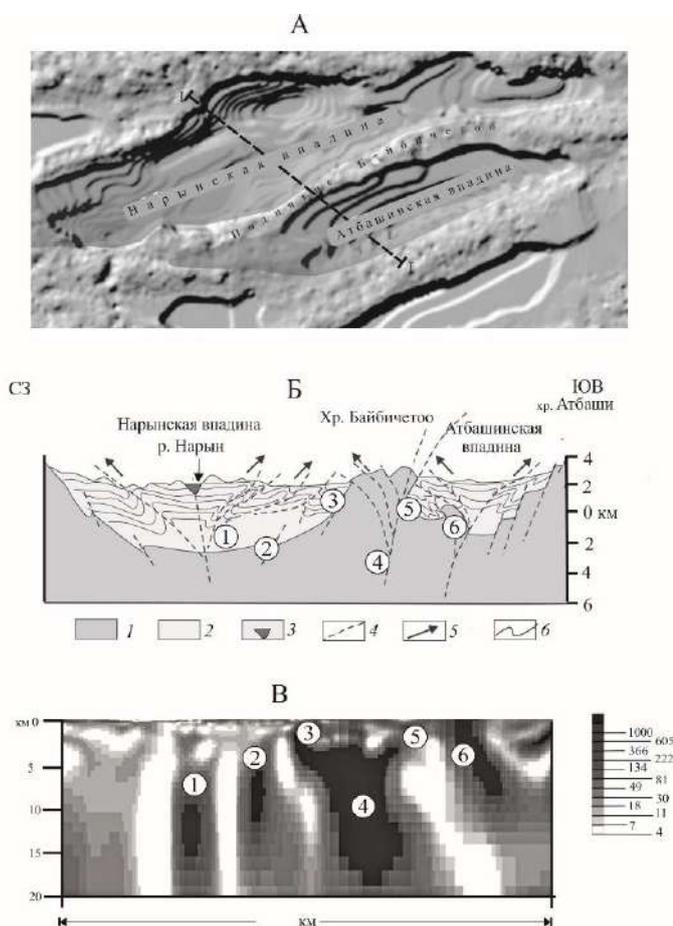
**Рис. 1.4.4.** Геологическая схема и разрез восточного сегмента хр. Байбиче-тоо. Составлены участниками Проекта по данным полевых исследований с использованием [Геологическая..., 1980].

1 – 4 – отложения чехольного комплекса: 1 – нарынская свита (верхняя подсвита); 2 – нарынская свита (нижняя подсвита); 3 – киргизская серия (верхняя подсвита); 4 – киргизская свита (нижняя подсвита); 5 – палеозойский фундамент; 6 – поверхность фундамента (допалеогеновая поверхность выравнивания); 7 – разломы; 8 – участок изучения альпийских структур в палеозойском фундаменте в апикальной части хребта Байбиче-тоо.

Опосредованная связь складчато-надвиговых ансамблей с деформациями кровли фундамента также видна на результирующей двумерной геоэлектрической модели вдоль профиля МТЗ «Карабук» [Рыбин и др., 2018]. На схематическом структурном разрезе, пересекающем Нарынскую и Атбашинскую впадины и антиклинорий Байбиче-тоо в его восточной части [Морозов и др., 2014], веерообразные структуры в осадочном чехле связываются с крутыми «скрытыми» разломными структурами фундамента, которые на

геоэлектрической модели соответствуют наклонным и субвертикальным проводящим объектам шириной до 1.5–2 км (рис. 1.4.4-6.). Внутренним поднятиям фундамента в Нарынской впадины – структуры (1–3) геологического разреза, также четко отображены в геоэлектрической модели в виде соответствующих блоков (1–3). Линейный выступ, разделяющего впадины палеозойского хребта Байбичетоо (4), который является одной из ключевых структур геологического разреза, занимает центральное место и в геоэлектрическом разрезе, где он представлен высокоомным объектом с наклоном к северо-западу, шириной порядка 10 км, с глубиной залегания до верхней кромки проводящего слоя в коре. Коровый проводящий слой спорадически распространен в средней-нижней коре на территории всего Тянь-Шаня, его глубина залегания в районе исследования соответствует глубинам 25–30 км.

Основные структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла Атбашинской впадины по сравнению с Нарынской впадиной в структурно-геологическом разрезе имеют более сложный характер. В геоэлектрической модели северная граница с хребтом Байбичетоо представлена наклонной проводящей структурой до глубин 20 и более километров. При этом вергентность проводящих (разломных) структур, ограничивающих высокоомный выступ хребта Байбичетоо в геоэлектрической модели, не согласуется с вергентностью соответствующих структур геологического разреза [Рыбин и др., 2018]. Однако корреляция проводящих объектов геоэлектрической модели и разломных структур, ограничивающих Атбашинскую впадину как с севера, так и с юга, достаточно высокая. Для более корректного сопоставления верхнекоровых структур с рассчитанной двумерной моделью МТЗ требуется строгое совмещение линий геоэлектрического и геологического профилей и большая детальность последнего. На базе обоснованного геолого-геофизического разреза через систему «Нарынская впадина – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина» планируется сделать количественные расчеты конечных деформаций и структурно-эволюционные реконструкции. Эту работу предполагается осуществить в рамках текущего проекта на базе собранного материала.



**Рис. 1.4.4-6. Структура Нарынской и Атбашинской впадин по геологическим и геофизическим данным [Морозов и др., 2014; Рыбин и др., 2018].**

А – рельеф дна впадин (поверхности палеозойского фундамента) по данным сейсмического зондирования

Б – схематический структурный профиль по линии I–I;

1 – палеозойский фундамент; 2 – мезозойско-кайнозойские отложения; 3 – аллювий р. Нарын; 4 – разломы; 5 – направление движения горных масс; 6 – складчатые деформации в отложениях чехла;

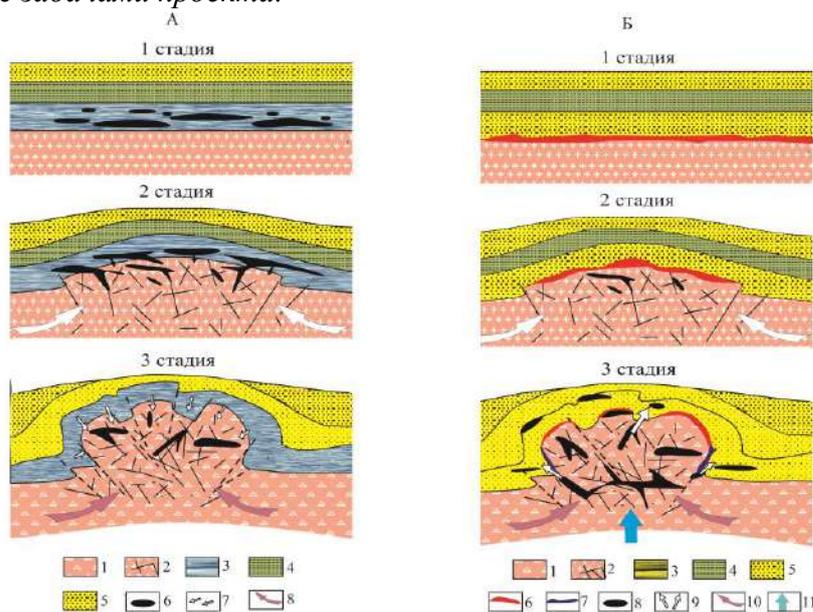
В – двумерная геоэлектрическая модель вдоль магнитотеллурического профиля «Карабук»; значения электросопротивления в модели показаны оттенками цвета, цифрами в кружках помечены сопоставляемые геоэлектрические объекты.

Представленные структурно-геологические данные были рассмотрены [Пржиялговский, Лаврушина, 2020] в свете предложенной ранее модели эволюции тектонической системы «Нарынская впадина - поднятие Байбичетоо - Атбашинская впадина» [Морозов и др., 2014]. В соответствии с этой моделью на ранней стадии данный осадочный бассейн развивался по типу пул-апарт структуры при сдвиговой активизации широтных крутопадающих разломов и шовных структур палеозойского основания, а на орогенном этапе обстановка сменилась на транспрессионную. Модель объясняет форму палеобассейна и локальных прогибов в его современных контурах, вариации амплитуд прогибания поверхности фундамента, отразившиеся в изменчивости мощностей пачек кайнозойского чехла, а также морфологию всей системы конседиментационных разломов. Аномалии электропроводности, отраженные в геоэлектрической модели в виде субвертикальных проводящих объектов с простиранием вдоль бортов впадин, могут быть реликтовыми сбросами, разграничивающими локальные ванны и ступени ложа Нарынской и Атбашинской впадин, которые в течение олигоцена и всего неогена представляли собой единый седиментационный бассейн, развивавшийся на неплененизированном герцинском фундаменте Срединного Тянь-Шаня.

Основные положения будут доложены на Тектоническом совещании в МГУ (2020, материалы в печати), статья готовится к публикации.

#### 1.4.5. Предложены модели формирования залежей углеводородов в пределах гранитных массивов.

Основной фактический материал, на котором базируются предлагаемые модели, был получен при изучении постмагматической тектоники гранитов Тянь-Шаня в соответствии с задачами проекта.



**Рис. 1.4.5-1. Модели формирования скоплений УВ в теле гранитных протрузий. Объяснения в тексте.**

А. При поступлении УВ из осадочного чехла.

1 стадия – формирование плитного чехла, включающего горизонты нефтематеринских пород.

2 стадия – начало роста кристаллической протрузии, первичное перераспределение углеводородов.

3 стадия – оформления кристаллической протрузии, перераспределение УВ и образование залежи.

1 – граниты 2 – дезинтегрированные граниты; 3–5 – отложения чехла: 3 – нефтематеринская толща, 4 – отложения непроницаемой покрывки, 5 – отложения чехла; 6 – скопления углеводородов; 7 – направление движения углеводородов. 8 – направление катакластического течения пород фундамента.

Б. При поступлении УВ из фундамента. 1 стадия – формирование коры выветривания (карбонатно-силикатного панциря) и плитного чехла. 2 стадия – начало роста кристаллической протрузии, поступление УВ из фундамента. 3 стадия – оформление протрузии; образование панциря из тектонокластитов; формирование интрагранитных скоплений УВ; проникновение порций УВ в чехольные отложения и формирование «псевдо-нефтематеринской толщи».

1 – граниты 2 – дезинтегрированные граниты; 3–5 – отложения чехла: 3 – псевдо-нефтематеринская толща, 4 – отложения непроницаемой покрывки, 5 – отложения чехла; 6 – кора выветривания (карбонатно-силикатный панцирь); 7 – тектонокластиты; 8 – скопления углеводородов; 9 – направление движения углеводородов. 10 – направление катакластического течения пород фундамента; 11 – приток глубинных флюидов.

Суть модели сводится к следующему. В теле фундамента платформ и плит зарождаются и развиваются долгоживущие положительные морфоструктуры (купола, протрузии), ядра которых выполнены дезинтегрированными (гранулированными) породами кристаллического или складчато-метаморфического цоколя, а крылья и покрывка – осадочными отложениями плитного чехла. Наиболее распространены среди структур этого типа «тела протыкания», сложенные гранитами, которые обладают повышенной, а с ростом протрузии – все более возрастающей проницаемостью и пористостью за счет дилатансионного эффекта и ряда структурных изменений, о которых упоминалось выше. Эти объемы характеризуются условиями декомпрессии и всасывания. Осадочные породы чехла, облегающие свод, напротив, находятся в условиях сжатия и повышенного давления (в том числе флюидного), обусловленного действием встречных сил гравитации (вес вышележащих чехольных комплексов) и напором растущего купола. И если породы нижних горизонтов чехла являются углеводородсодержащими, то в результате тектоно-кессонного эффекта происходит процесс их перетока, перекачки из осадочных толщ в разуплотненные кристаллические породы фундамента, где они и образуют скопления-залежи УВ. Для проявления такого механизма особенно благоприятны гранитные массивы, которые легко подвергаются структурно-вещественной переработке в процессе формирования кристаллических диапиров и протрузий, что подтверждено многочисленными наблюдениями и практикой нефтяной геологии.

Описанный вариант (см. рис. 1.4.5-1.А) предполагает поступление углеводородов в «интрагранитную» ловушку из отложений осадочного чехла. Вариант (а) верифицирован на примере месторождения Белый Тигр (Зондский шельф) [Жеримов, Леонов и др., 2019]. Но модель инвариантна относительно «материнского» источника УВ. В случае поступления углеводородных флюидов из более глубоких горизонтов коры (см. рис. 1.4.5-1.Б) или мантии (реален ли этот процесс здесь не обсуждается), УВ задерживаются в разрыхленном и пористом теле протрузии, чему способствует формирование карбонатно-силикатно-каолинового панциря кор выветривания в апикальной части куполов и протрузий и зоны тектонокластитов в их бортах [Цеховский и др., 2009], которые служат флюидоупраами. При этом не исключен вариант просачивания флюидов по ослабленным зонам (разломам, прогалам в коре выветривания) в осадочные толщи чехла, облегающие протрузию, что может привести к формированию в них «вторичных» углеводородсодержащих горизонтов или залежей. Данный вариант является умозрительным, но если он получит подтверждение, то это послужит импульсом для постановки прогнозных работ на УВ, основанной на новой парадигме.

На основании данных по механике твердого тела (см. п. 1.4.3) и проведенного в предыдущие годы изучения особенностей постмагматической тектонической структуры гранитных массивов Тянь-Шаня и других регионов (см. отчеты по проекту за 2016–2018 г.г., показана ведущая роль структурно-тектонического фактора в формировании интрагранитных залежей углеводородов в пределах гранитных тел протыкания, прежде всего, гранитных протрузий.

Полученные новые данные и выводы позволяют рассматривать кристаллические протрузии в качестве типовой модели интрагранитных залежей углеводородов, которая на сегодняшний день наиболее адекватно отражает известные геологам и нефтеразработчикам данные. Использование моделей, основанных на новой парадигме, значительно расширяет возможности прогнозных работ на нефть и газ.

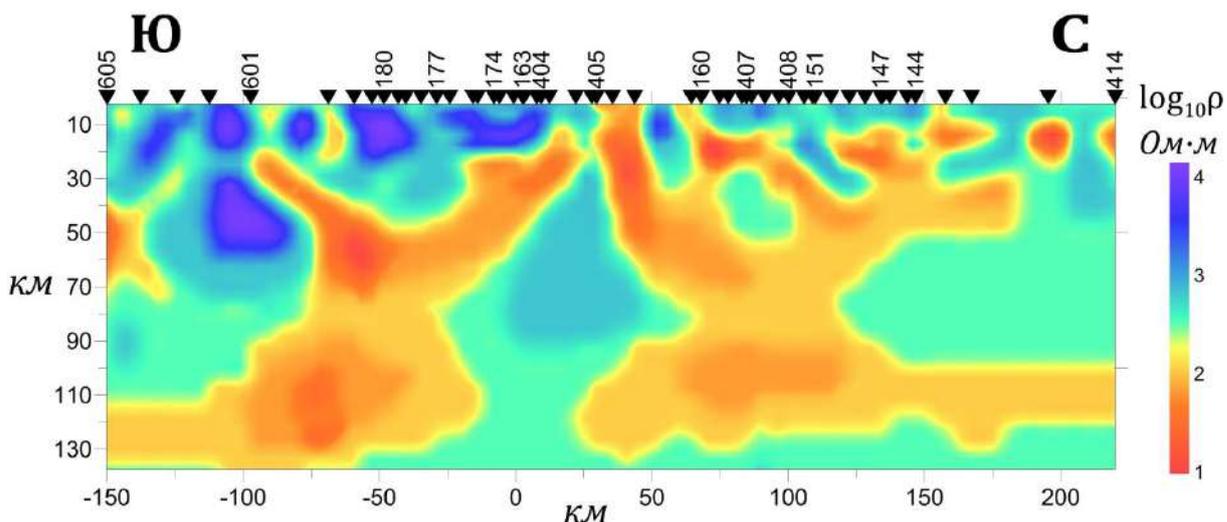
Результаты исследований отражены в статье (Леонов М.Г. Кристаллические протрузии как типовая структурно-тектоническая модель интрагранитных залежей углеводородов // Геотектоника. 2019. № 3. С. 22–38).

Важно отметить, что изучение в рамках Проекта механизмов структурной переработки горных пород фундамента и чехла Тянь-Шаньского альпийского орогена позволило выявить важные закономерности его тектонической структуры и эволюции, а также способствовало более глубокому пониманию общих закономерностей структурообразования в пределах верхней коры. Исследование, выполненное по проекту в отчетном году, кроме теоретического, имеет и практическое значение, так как позволяет глубже понять процесс формирования кристаллических протрузий, являющихся одним из основных вместилищ углеводородов в фундаменте многих геоструктур.

#### **1.4.6. Подготовлены рабочие материалы по характеристике пространственной сегментации литосферы Тянь-Шаня по геофизическим данным.**

Рассмотрим результаты анализа структурных геоэлектрических построений по магнитотеллурическим данным, выполненные для литосферы Центрального Тянь-Шаня, по магнитотеллурическим данным.

Построенные ранее региональные модели распределения электросопротивления [Рыбин, 2011; Баталева, Баталев, 2015] содержат проводящие коровые структуры (рис. 1.4.6-1.), которые отражают основные тектонические элементы Центрального Тянь-Шаня, выявленные по геолого-структурным данным [Леонов и др., 2016]. Можно предположить, что и границы крупнейших тектонических сегментов также выражены в распределении удельного электрического сопротивления. Наиболее сложная картина чередования резко дифференцированных по сопротивлению субвертикальных структур, достигающих своими корнями глубин подошвы нижней коры и верхней мантии, наблюдается в центральной части профилей вдоль меридианов 74 и 76 градусов в.д., что соответствует Срединному Тянь-Шаню [Bielinski et al., 2003; Рыбин, 2011; Макаров и др., 2010]. Поведение корового слоя низкого сопротивления по своему характеру существенно различается под Южным и Северным Тянь-Шанем.



**Рис. 1.4.6-1. Геоэлектрический разрез вдоль профиля Нарын (76 град в.д.). Черными пронумерованными треугольниками обозначены пункты МТЗ. Распределение логарифма удельного электрического сопротивление отображено с помощью цветовой шкалы**

Дополнительное подтверждение такой сегментации региональной геоэлектрической структуры дают построенные в ходе выполнения проекта карты распределения продольной электрической проводимости для двух слоев земной коры Центрального Тянь-Шаня в интервале глубин 25–35 км и 35–50 км (рис. 1.4.6-2.). Здесь присутствуют различия в величинах проводимости, характеризующие северную, срединную и южную части средней и

нижней коры региона. Также отчетливо и очень контрастно проявляется зона высокой проводимости в западной части территории Центрального Тянь-Шаня вблизи Таласо-Ферганского разлома. Более подробно работы по созданию карт распределения суммарной продольной проводимости и результаты их анализа отражены в статье: Zabinyakova O.B., Rybin A.K., The Deep Distribution of Longitudinal Electrical Conductivity in the Earth's Crust (Central Tien Shan). International Journal of Civil Engineering and Technology 10(11), 2019, pp. 398-404.

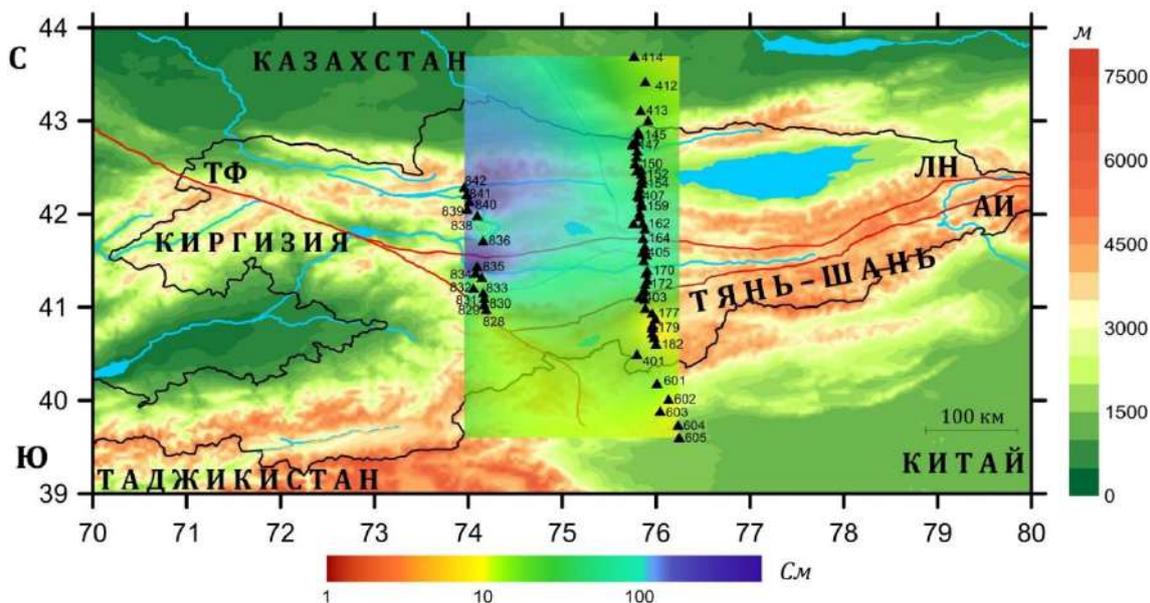


Рис. 1.4.6-2. Карта Центральной Азии (снизу), совмещенная с картой распределения продольной электрической проводимостей глубин 25–35 км (сверху), построенной по данным разрезов элетросопротивлений профилей Кокомерен и Нарын. Высота над уровнем моря (м), отображена с помощью боковой цветовой шкалы. Продольная электрическая проводимость (См) отображена с помощью нижней цветовой шкалы. Черными пронумерованными треугольниками обозначены пункты магнитотеллурических зондирований.

*Рассмотрим сегментация скоростной структуры земной коры Центрального Тянь-Шаня по сейсмотомографическим данным (средам) [Адамова, Сабитова, 2004].*

Слой 25-35 км (рис. 1.4.6-3.) показывает отличие зоны Срединного Тянь-Шаня за счет несколько пониженных скоростей продольных волн в данном блоке. Напротив, в разрезе по поперечным волнам не заметно никакой закономерности в распределении скоростных аномалий. Волноводы встречаются преимущественно на глубинах 35 км.

На глубинах 35-50 км разделение на Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань не представляется возможным. По поперечным волнам можно выделить скоростную аномалию в Южном Тянь-Шане. Остальная же часть не поддается условному разделению на сегменты. В нижней коре отдельных зон Южного Тянь-Шаня (под хребтами Алай, Ат-Баши, Кок-Шаал) наблюдаются аномально низкие скорости ( $V_p=5,2-6,2$  км/с). Встречается существенное повышение скоростей  $V_p$  на севере под Киргизским хребтом.

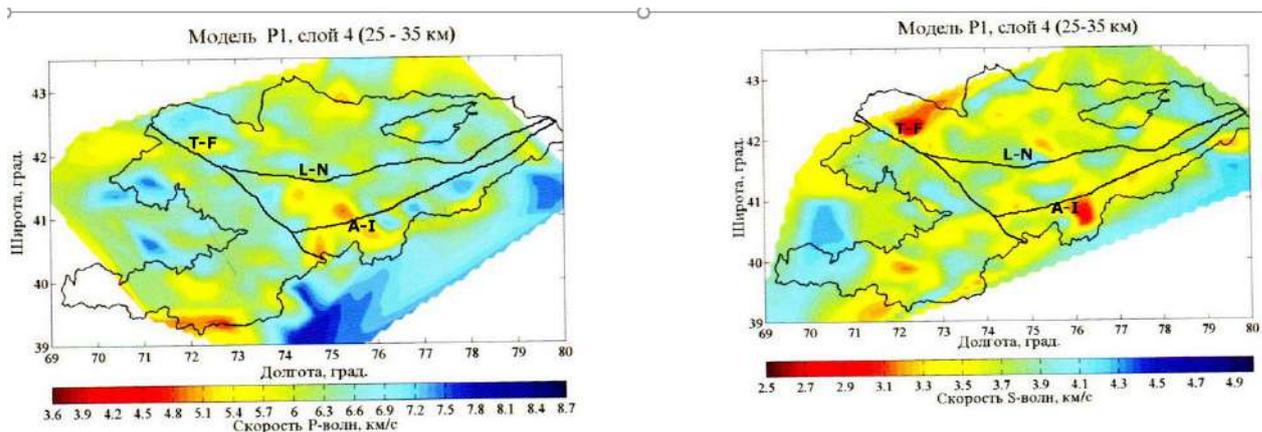


Рис.1.4.6-3. Распределение скоростей продольных волн (P) и поперечных (S) для глубинных 25-35 км.

Сопоставление скоростных аномалий в сейсмотомографических срезах и объектов низкого электрического сопротивления и высокой продольной проводимости в геоэлектрических разрезах земной коры Центрального Тянь-Шаня свидетельствует: 1) об их приуроченности к разломным структурам; 2) о листрической форме глубинных разломов; 3) о глубинах залегания кровли корового проводящего слоя; 4) о существовании в указанных интервалах земной коры зон повышенной трещиноватости или пластичности; 5) о совпадении сейсмических волноводов и зон повышенной электрической проводимости.

#### 1.4.7. Подготовлено текстовое и графическое описание результатов магнитотеллурических зондирований для территории Центрального Тянь-Шаня, выполненных в 2019 году

В рамках этого пункта дадим краткую характеристику подготовленного текстового и графического описания результатов магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований, выполненных в 2019 году по профилю Сонкуль.

Текстовое представление содержит следующие описания:

- анализ поведения кривых зондирования вдоль всего профиля Сонкуль;
- характеристику и анализ поведения векторов Визе вдоль профиля;
- выполнение этапа качественной интерпретации профильных данных: параметризация тензора импеданса, оценка геоэлектрической размерности среды, степени ее горизонтальной однородности и локализация выделяемых структур.

Графическое представление отражает как результаты математической обработки полевых записей МТЗ-МВЗ профиля Сонкуль, так и результаты параметризации наблюдаемого импеданса для проведения качественной интерпретации профильных данных, и включает в себя следующие построения:

- кривые кажущегося сопротивления (амплитуды и фазы импеданса) для всех пунктов наблюдений профиля (рис. 1.3.1-2.);
- стрелки реальных векторов Визе для периодов 1, 10, 100, 1000 с вдоль профиля (рис. 1.3.1-3.);
- псевдоразрезы магнитотеллурических параметров Strike\_Z, Skew\_Z и N для профиля, полученных в результате выполненной параметризации тензора импеданса (рис. 1.4.7-1.).

1. Параметр неоднородности определяется по формуле:

$$N = \left| \frac{Z_p^+ - Z_p^-}{Z_p^+ + Z_p^-} \right|,$$

где  $Z_p^+$ ,  $Z_p^-$  - главные значения тензора импеданса, определяемые методом ортогонализации ортогонализации Эггера [Eggers, 1982]. Он характеризует степень горизонтальной неоднородности среды. Если среда горизонтально - однородна (1D), то  $N = 0$ .

## 2. Угловой параметр асимметрии

где  $A = \left| \theta_p^+ - \theta_p^- \right| - \frac{\pi}{2}$ , где  $\theta_p^+$ ,  $\theta_p^-$  - азимуты главных направлений тензора

импеданса, определяемые методом ортогонализации Эггерса [Eggers, 1982]. Он характеризует степень асимметрии среды. В двумерном случае (2D)  $A=0$ . Отклонение  $A$  от 0 свидетельствует о трехмерности среды (3D).

## 3. Амплитудный параметр асимметрии [Swift, 1967]

$skew$  (*skew - перекос*) также является мерой асимметрии среды.

$$skew = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|},$$

В случае двумерной модели  $skew = 0$ . Параметры  $A$  и  $skew$  дублируют друг друга.

## 4. Фазочувствительный параметр асимметрии

$$Eta = \frac{\sqrt{2|\text{Im}(Z_{yx}Z_{xx}^* - Z_{xy}Z_{yy}^*)|}}{|Z_{xy} - Z_{yx}|},$$

где \* обозначает комплексную сопряженность, позволяет распознать среду, в которой на региональную двумерную структуру наложены локальные трехмерные неоднородности ( $Eta = 0$ ).

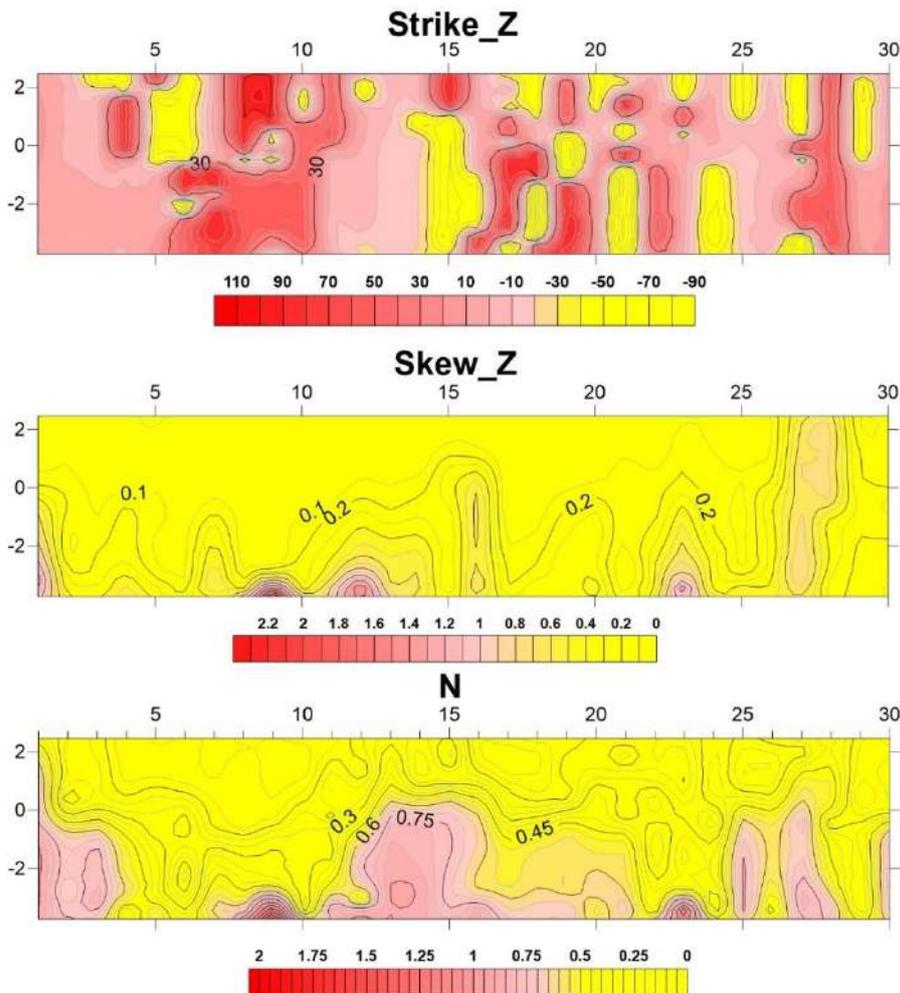


Рис. 1.4.7-1. Псевдоразрезы магнитотеллурических параметров Strike\_Z, Skew\_Z и N для профиля Сонкуль.

**1.4.8. Построены модели распределения современных деформаций земной коры по данным GPS наблюдений для исследуемых областей Тянь-Шаня.**

Модели современных деформаций земной коры Тяньшанского региона по данным космической геодезии построены на основе численных моделей, алгоритмов и автоматизированных средств, подробное описание которых приведено в работе [Мансуров, 2017].

Рассмотрим рассчитанное поле скорости деформации земной коры всего исследуемого региона, ограниченного  $37^{\circ}$  и  $45,5^{\circ}$  с. ш. и  $68^{\circ}$  и  $88,5^{\circ}$  в. д. В качестве исходных данных для построения деформационной модели был взят каталог оценок скоростей 506 пунктов наблюдений Центрально-Азиатской GPS-сети. Исследуемый регион был покрыт равномерной сеткой точек с шагом 22,2 км по направлениям север-юг и восток-запад. При расчете использовался сглаживающий коэффициент  $d_0 = 20$  км, что обусловлено наличием в регионе обширных областей с относительно редко расположенными пунктами наблюдений. Для оценки значимости был взят  $k_{signif} = 3,5$ . Полученное поле 2D тензора скорости деформации изображено на рисунке 1.4.8-1.

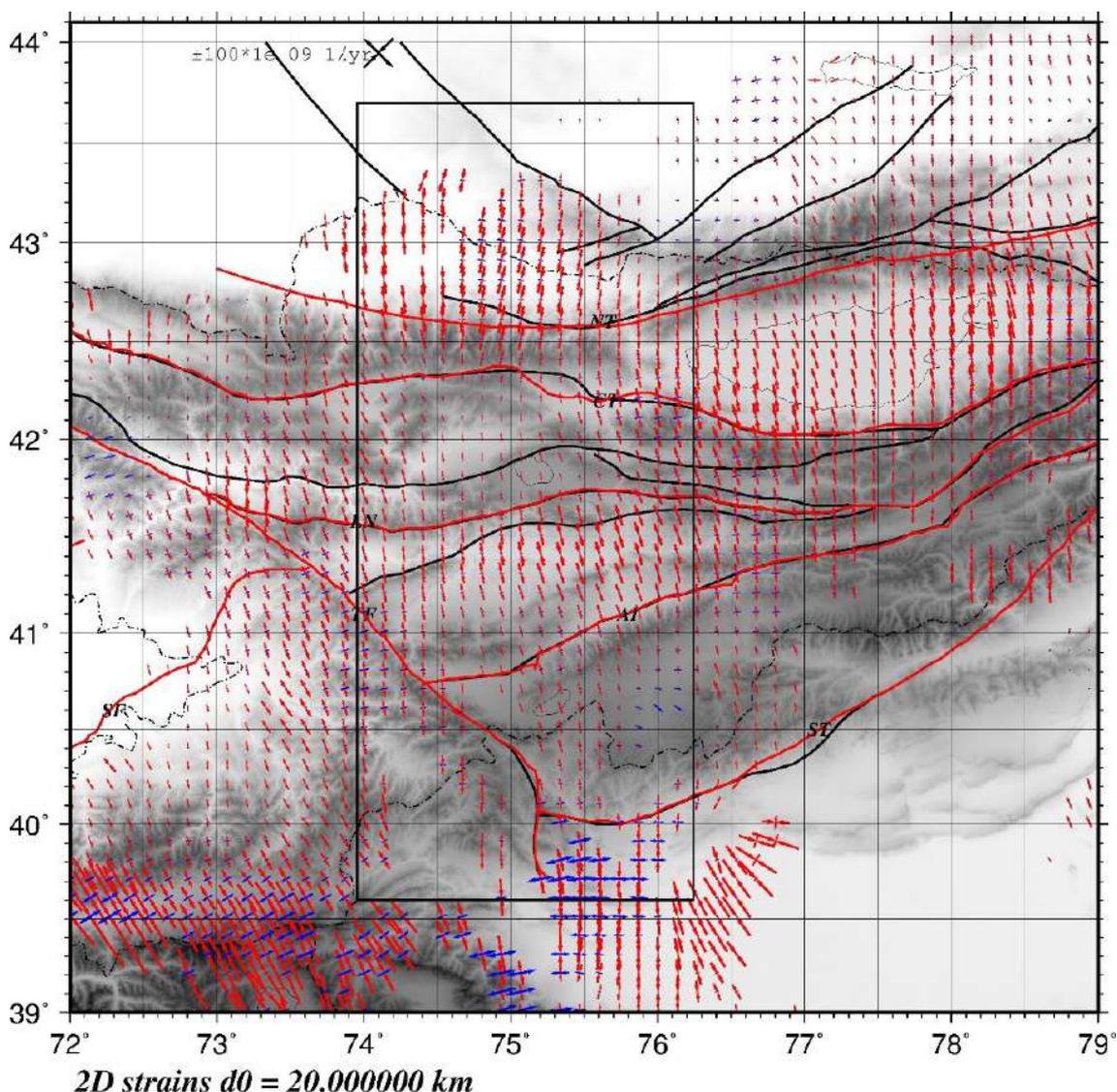


Рис. 1.4.8-1. Пространственное распределение значений тензора скорости современной деформации земной коры в горизонтальном направлении. Красный цвет – укорочение, синий – удлинение.

Как видно из рисунка 1.4.8-1., деформации распределены по исследуемому региону неоднородно. В целом для Тянь-Шаня характерно укорочение по азимуту от  $-10^\circ$  до  $-20^\circ$ , наиболее сильно выраженное в крупнейших впадинах – Чуйской и Иссык-Кульской. Для Центрального Тянь-Шаня относительная деформация достигает максимальных значений в наиболее узкой его части – области между  $76^\circ$  и  $80^\circ$  восточной долготы. Северо-Западный Тянь-Шань ( $70^\circ$ – $73^\circ$  восточной долготы,  $41^\circ$ – $43^\circ$  северной широты) в настоящее время не испытывает существенных деформаций.

Сильное укорочение отмечаются в зоне сопряжения Тянь-Шаня и Таримской плиты. Наибольшее из достоверных значений скорости деформации находится в западной части этой зоны ( $76^\circ$ – $77,5^\circ$  восточной долготы,  $39^\circ$ – $40^\circ$  северной широты), к югу от сопряжения хребтов Каратеке и Мейдантаг. Далее вдоль зоны сопряжения (на восток-северо-восток) до  $81^\circ$  восточной долготы значения скорости деформации не так велики, а после  $81^\circ$  восточной долготы они снова увеличиваются, однако уже не являются достоверными вследствие низкой плотности сети наблюдений в этой зоне. В восточном Тянь-Шане ( $85^\circ$ – $88^\circ$  восточной долготы,  $43^\circ$ – $44^\circ$  северной широты) наиболее вероятным типом деформаций представляется субмеридиональное удлинение.

### **Список использованной в отчете литературы**

- Адамова А.А., Сабитова Т.М. 3-мерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографии. Изв. РАН, Физика Земли. 2004. № 5. С.5
- Алексеев Д. В., В. А. Быкадоров, Ю. А. Волож, Р. Б. Сапожников. Кинематический анализ юрских грабенов южного Тургай и роль мезозойского этапа в истории Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Южный Казахстан и Тянь-Шань) // Геотектоника. 2017. № 2. С. 1–17.
- Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Бо, Дженчураева А.В, Гетмаан О.Ф., Аристов В.А., Кренер А. Структурное районирование и палеозойская эволюция китайского Тянь-Шаня // Геотектоника. 2015. № . С. 3–35.
- Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Бо, Дженчураева А.В. Геологическое строение и эволюция Южного Тянь-Шаня: сопоставление центрального и восточного секторов пояса (трансекты MANAS и Джунгария-Тарим) // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6-го Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 7–10.
- Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Построение псевдорельефов крупнейших разломных структур для территории Центрального Тянь-Шаня // Вестник КРСУ. 2015. Т.15. № 3. С. 104-107.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Додонов А.Е., Зарщиков А.А., Вишняков Ф.А. Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Бишкек: НС РАН, 2009. С. 12–19.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 679 с.
- Бероуш Р.А. Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
- Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб: Изд-во СПбГУ, 1996. 192 с.
- Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника. 2013. № 4. С. 61–81.
- Буртман В.С. Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое // Геотектоника. 2012 б. № 3. С. 18–46.
- Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164с.
- Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (ТяньШань). Тр. ГИН АН СССР; Вып. 104. М.: Наука, 1964. 144 с.

- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое / Ред. А.А.Моссаковский. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. Тр.ГИН РАН; Вып. 603. М.: ГЕОС, 2012. 188 с
- Вертикальная аккреция земной коры. Факторы и механизмы // М.: Наука, 2002. 462 с.
- Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1:500 000 / Ред. С.А. Игембердиев. Л.: Мингео СССР. 1980.
- Геологическая карта Кыргызской республики масштаба 1:500 000. 2008 г. Гл. редакторы Б.Т.Турсунгазиев, О.В.Петров.
- Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Сяочан В., Юнфен Д., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Нусипов Е.Н., Щелочков Г.Г., Щерба Ю.Г.*, Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений) // Физика земли, 2004. 9, С. 31-40.
- Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай.* Углеводороды в фундаменте шельфа Южно-Китайского моря (Вьетнам) и структурно-тектоническая модель их формирования // Геотектоника. 2019. № 1. С. 44–61.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 560 с.
- Кузиков С. И., Мухамедиев Ш. А.* Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // Физика земли. 2010. № 7. С. 33–51.
- Леонов М.Г.* Геодинамика Южного Тянь-Шаня на посткеокаинической стадии // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 13–60.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 462 с.
- Леонов М.Г.* Южный Тянь-Шань в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К.* Постмагматическая тектоника гранитов и морфоструктура Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016. № 6. С. 5-32.
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня). Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. М.: ГЕОС, 2018. 332 с.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К.* Постмагматическая тектоника гранитов и морфоструктура Северного Тянь-Шаня // Литосфера, 2016. № 6. С. 5–32.
- Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г.* Гиссаро-Алай и Памир. Сравнительно-тектонический анализ и геодинамика. М.: ГЕОС, 2017. 134 с.
- Леонов Ю.Г.* Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. № 2. С. 3–14.
- Леонов, М. Г., Пржиялговский, Е. С., Лаврушина, Е. В.* Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. Москва. Геос, 2018. 330 с.
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Макаров В.И.* Структура горных областей Альпийско-Центральноазиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1990. С. 91–96.
- Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов В.Д., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рекер С.В., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.* Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар – Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.

- Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкарёв П.Ю., Щербина Ф.А.* Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы 5-го Междунар. симп. / Ред: М.Г.Леонов, Н.В.Шаров.). Т. 2. Бишкек: НС РАН, 2012. С.36–45.
- Мансуров А.Н.* Непрерывная модель распределения современных деформаций Памиро-Тяньшаньского региона по данным GPS-наблюдений // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 7. С. 986-1005
- Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства Геотектоника. 2014. №1. С. 29–61.
- Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.
- Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия. Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.
- Пржиялговский Е.С., Кузиков С.И.* Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона, в: Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов (Мат. 6 Межд. Симп.). НС РАН, Бишкек. 2015. С. 11-17.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Тектоническая эволюция Нарынско-Атбашинского внутригорного бассейна Тянь-Шаня: отражение стадий развития центрального поднятия в морфоструктуре и седиментации. Материалы 52-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. (В печати)
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К.* Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018, т. 59, № 4. С. 417-436.
- Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия). Геотектоника. № 3. 2014. С. 50–77.
- Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К., Лаврушина Е.В., Баталева Е.А.* Тектоническая структура переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня // Вестник СПбГУ. Науки о Земле (статья в стадии рецензирования).
- Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Ильичев П.В., Щелочков Г.Г.* Магнитотеллурические и магнитовариационные исследования Киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2001. Т.42. №10. С.1566-1173.
- Рыбин А. К.* Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических зондирований. Научный мир, Москва. 2011. 256 с.
- Рыбин А.К., Баталева Е.А., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Забиякова О.Б., Нелин В.О.* Особенности глубинного строения системы Нарынская впадина – хребет Байбичетоо – Атбашинская впадина по комплексу геолого-геофизических данных // ДАН. 2018. Т. 479, № 5. С. 565–568.
- Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х.* Трёхмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографических исследований. // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). Москва: Научный мир, 2005. С. 118–134.
- Сабитова Т.М., Адамова А.А., Усольцева О.А., Винник Л.П.* Интерпретация трехмерных скоростных моделей / Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек: Илим. 2006. С. 47-51.
- Садыбакасов И.* Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
- Садыбакасов И.С.* Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 116 с.

- Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: “Наука”, 1968. 316 с.
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С.128–145.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Скобелев С.Ф.* Таласо-Ферганский активный правый сдвиг // Геотектоника. 1990. № 5. С. 81–92.
- Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М.* Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2009. 130 с.
- Хаин В.Е., Яблонская Н.А.* Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1997. № 6. С. 3–15.
- Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В. и др.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 3. С. 312-328.
- Шванов В.Н.* Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.
- Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1973. 272 с.
- Юдахин В.Н., Беленович Т.Я.* Особенности глубинного строения и геодинамическая модель литосферы Тянь-Шаня по геологическим данным // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 352–361.
- Юдахин Ф. Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
- Bielinski, Robert A., Park, Stephen K., Rybin, Anatoly, Batalev, Vlad, Jun, Shen, Sears, Clayton.* Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res.Lett. 2003. Vol. 30. No. 15. 180610.1029/2003 GL017455
- Eggers D.E.* An Eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor // Geophysics. 1982. V.47. P.1204-1214.
- De Grave J., Buslov M. M., Van den Haute P.* Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. J. of Asian Earth Sciences, 2007. 29. 188–204.
- Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W.* Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrasts in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // Journal of Geophysical Research. 1993. T. 98. C. 4437
- Li Z., Roecker S., Wei B., Wang H., Schelochkov G., Bragin A.K.* Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination // Tectonophysics. 2009. Vol. 477(1-2) P. 49–57.
- Macaulay E. A., Sobel E. R., Mikolaichuk A., Landgraf A., Kohn B., and Stuart F.* Thermochronologic insight into late Cenozoic deformation in the basement-cored Terskey Range Kyrgyz Tien Shan. Tectonics 2013. 32, 487–500.
- Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al.* Three-Dimensional Elastic Wave Velocity Structure of the Western and Central Tien-Shan. // J.Geophys.Res.- 1993.-Vol.98.- No.B9.- P.15779-15795.
- Rebetsky Y.L., Marinin A.V., Sycheva N.A., Sychev V.N., Kuzikov S.I.* The stress state of the northern Tien Shan crust based on the KNET seismic network data Russian Geology and Geophysics. 2016. 57(3), 387-408.
- Thompson S.C., Weldon R. J., C.M. Rubin, Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W.* Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia // J. Geophys. Res. Vol. 107. 2001. P. 7–32
- Yaeger H.M., Nagel S.R.* La physique de l'état granulaire // Recherche. 1992. V. 23. No 249. P. 1380–1387.

**Аннотации статей и материалов конференций, подготовленные в 2019 г. в рамках проекта и на которые есть ссылки в тексте отчета, но они еще не опубликованы**

**Леонов М.Г., Кочарян Г.Г., Ревуженко А.Ф., Лавриков С.В. Тектоника разрыхления: геологические данные и физика процесса // Геодинамика и тектонофизика. (на рецензировании).**

В статье приведено описание геологических объектов, имеющих блоково-гранулярную инфраструктуру и признаки объемной подвижности породных масс. Указаны механизмы структурно-вещественной переработки, обеспечивающие возникновение дискретной тектонической структуры горных пород, изменение формы геологических тел без разрыва сплошности ограничивающей эти тела поверхности, а также делающие возможным объемное тектоническое течение пород в твердом состоянии. На основе изучения природных объектов и их сопоставления с теоретическими и экспериментальными данными механики твердого тела и геомеханики, высказано предположение, что одним из факторов (триггеров), инициирующих процесс объемной дезинтеграции породных массивов, является усталостное разрушение горных пород – одно из 2-х фундаментальных явлений физики твердого тела, а поведение дезинтегрированных горных пород подчиняется законам механики гранулированных сред и мезомеханики. Исследование, кроме теоретического, имеет и прагматическое значение, так как позволяет глубже понять особенности региональной геологии, а также процесс формирования кристаллических тел протыкания (протрузий), являющихся одним из основных вмещителей углеводородов в пределах консолидированного слоя земной коры.

**Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Пржиялговский Е.С. Рыбин А.К., Бакеев Р.А., Лаврушина Е.В., Стефанов Ю.П. Инфраструктура и тектоника фундамента динамических осадочных бассейнов – геологические примеры, моделирование // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы 52-го Тектонического совещания. 2020. (В печати).**

Приведены геологические данные по морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов, а также результаты тектонофизического и численного моделирования, отражающие форму и возможные механизмы этого процесса.

Показано, что морфоструктурная дифференциация является фундаментальным свойством осадочных бассейнов и что это явление связано с взаимодействием горных масс в системе фундамент–чехол. Рассмотрены особенности деформации горных масс фундамента и чехла осадочных бассейнов, а также кинематические обстановки, характеризующие процесс морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов. Охарактеризован новый тип интрабассейновых структур – гранитных протрузий, содержащих залежи углеводородов.

**Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Тектоническая эволюция Нарынско-Атбашинского внутригорного бассейна Тянь-Шаня: отражение стадий развития центрального поднятия в морфоструктуре и седиментации. Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы 52-го Тектонического совещания. 2020. (в печати).**

Нарынская и Атбашинская орогенные впадины Центрального Тянь-Шаня на раннем этапе своего развития представляли собой единый бассейн седиментации. Об этом свидетельствуют останцы палеогеновых отложений, сохранившихся на вершине и склонах хр. Байбичетоо – поднятия, разделяющего сейчас названные впадины. С целью определения деформационной обстановки и стадийности формирования структуры бассейнов в районе центрального поднятия сопоставлялись литологические разрезы кайнозойских отложений, изучались структуры осадочного чехла, деформации пенепленизированной кровли палеозойского фундамента и новейшие структуры в

фундаменте. Установлено, что только в конце неогена общий бассейн разбивается на отдельные впадины и поднятие Байбичетоо начинает эродироваться.

***Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К., Лаврушина Е.В., Баталева Е.А. Тектоническая структура переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. (на рецензировании)***

В статье приведены данные по строению зон перехода от областей относительного опускания (внутригорные впадины) к разделяющим их антиклинорным поднятиям. Геологические и геофизические данные, полученные авторами в последние годы в разных районах Северного Тянь-Шаня, рассматриваются и обсуждаются с целью сопоставления строения и эволюции ряда ключевых объектов. Сравнительный анализ нескольких сегментов тектонических зон «впадина/поднятие» указывает на принципиальное сходство их строения в разных районах. Подобные зоны градиентных вертикальных движений в морфологическом плане представляют собой ступенчатые предгорья и уступы хребтов, а в региональной тектонической структуре – зоны концентрированной деформации. Сходные черты строения зон градиентных тектонических движений обусловлены общностью тектонической эволюции впадин и хребтов как элементов единой структуры активизации палеозойской складчатой области. В течение длительного периода - с олигоцена по плиоцен включительно - впадины Северного Тянь-Шаня развивались по типу пул-апарт структур в широтно-ориентированной области пластической сдвиговой деформации, механизм которой был ранее смоделирован Ю.А Морозовым (Морозов и др., 2014). Относительно спокойная тектоническая обстановка этого этапа находит отражение в особенностях литологии накопившихся осадочных комплексов. Последующий этап, начавшийся около 3 млн лет назад, ознаменовался не только возникновением высокогорного рельефа и накоплением грубообломочных моласс, но и сменой тектонического режима на транспрессионный. Пластичный в целом изгиб поверхности фундамента в крутых бортах впадин сопровождался формированием обширных detachментов и бескорневых надвиго-складчатых структурных ансамблей в осадочном чехле впадин (так называемая «тонкокожая тектоника»). При этом большую пластичность, вопреки традиционным представлениям, демонстрируют объемы дезинтегрированных пород фундамента, а не осадочного чехла, в котором латеральное давление бортовых уступов транслировались на многие километры внутрь впадин.