

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт геологии и природопользования

Дальневосточного отделения Российской академии наук

*На правах рукописи*

**Жижерин Владимир Сергеевич**

**СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЕРХНЕГО  
ПРИАМУРЬЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ  
ПРОЦЕССОВ ПО ДАННЫМ GPS НАБЛЮДЕНИЙ**

Специальность: 25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

диссертация на соискание ученой степени кандидата

геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Сорокин Андрей Анатольевич

Благовещенск – 2021

**Оглавление**

Введение.....	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА И НЕОТЕКТОНИКА ВЕРХНЕАМУРСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА .....	11
1.1 Общая геолого-геофизическая характеристика района исследований.....	11
1.1.1 Джугджуро-Становой блок.....	19
1.1.2 Монголо-Охотский блок.....	22
1.1.3 Селенга-Становой блок.....	24
1.1.4 Аргунский блок.....	25
1.1.5 Основные разломы.....	26
1.2 Неотектоника и сейсмичность Верхнего Приамурья.....	29
ГЛАВА 2. GPS ГЕОДЕЗИЯ КАК МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ.....	38
2.1 Исторический обзор измерений современных тектонических движений.....	38
2.2 Общие сведения о системе GPS.....	43
2.3 Обзор кинематических характеристик взаимодействия литосферных плит, на их различных участках, полученных по данным GPS наблюдений.....	47
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ВЕРХНЕАМУРСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ.....	51
3.1 Материалы и методы исследования.....	51
3.2 Результаты исследований.....	55
ГЛАВА 4. КИНЕМАТИКА ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ .....	58
4.1 Общая кинематика исследуемого полигона.....	58
4.2 Кинематика блоковых структур.....	60
ГЛАВА 5. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ.....	64
5.1 Современные деформации Верхнего Приамурья.....	64
5.2 Геодинамическая интерпретация полученных результатов.....	73
5.2.1 Соотношение современных деформаций земной коры и сейсмичности Верхнего Приамурья.....	77
5.2.2 Соотношение современных деформаций земной коры и глубинного строения земной коры по данным МТЗ.....	82
5.2.3 Северная граница Амурской плиты как зона современных тектонических деформаций земной коры.....	83

Заключение.....	88
Литература.....	91
Приложение.....	101

## Введение

**Актуальность темы исследования.** Изучению движений земной коры посвящено множество исследований как прикладного, так и фундаментального характера. Быстрые смещения земной поверхности в разломных зонах, особенно связанные с землетрясениями, могут приводить к катастрофическим последствиям. Медленные смещения необходимо учитывать при строительстве и эксплуатации протяженных объектов, таких как железные и автомобильные дороги, магистральные трубопроводы, плотины и др. Для Верхнего Приамурья исследование современных движений земной коры особенно актуально в связи со сложной тектонической обстановкой и высоким уровнем сейсмической активности, которые обусловлены транспрессионным механизмом взаимодействия Евразийской и Амурской литосферных плит. Актуальность работы обосновывается и тем, что подобные исследования на выделяемой территории ранее никогда не проводились.

**Степень разработанности проблемы.** В восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса рядом авторов [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Wei, Seno, 1998; Bird, 2003; Парфенов и др., 2003; Гатинский и др., 2008 и др.] выделяется современная Амурская литосферная плита. Однако, согласно глобальной геолого-геофизической модели движения плит NUVEL-1A [Demets et al., 1990] Амурская литосферная плита отдельно не выделялась, а ее территория относилась к части Евразийской плиты. Тем не менее, начиная с работ Л.П. Зоненшайна с соавторами [Зоненшайн и др., 1978, 1979], а затем в многочисленных последующих работах других авторов Амурская плита рассматривалась как отдельная тектоническая единица.

Стоит отметить, что исследуемая территория характеризуется наличием множества сейсмоактивных разломов [Имаева, Имаев, Козьмин, 2012]. Но, к сожалению, кинематика разломных зон и характер современных тектонических деформаций в пределах Верхнего Приамурья изучены недостаточно. Основная информация о сеймотектоническом режиме

получена по данным о механизмах очагов землетрясений Олекмо-Становой и Тукурингра-Джагдинской зон [Имаев, Имаева, Козьмин, 2005; Имаева, Имаев, Козьмин, 2012]. Данные о современных вертикальных движениях [Современные движения земной..., 1978], полученные методами наземной геодезии, также не дают полного представления о происходящих деформационных процессах.

Современные спутниковые технологии являются на настоящий момент основным средством исследования движений и деформаций как локального, так и регионального, и глобального масштабов, причем как природного, так и техногенного характера. Уровень их точности достаточен для фиксации деформаций в пределах внутриконтинентальных районов Азии, как показано в работах [Sankov, 2014; Shestakov et al., 2012; Wang, Yang, Wang, 2009; Ашурков и др., 2011; Ашурков и др., 2018; Лухнев и др., 2013; Тимофеев и др., 2011 и др.].

На выделяемой в работе территории соответствующие наблюдения никогда ранее не проводились, поэтому полученные результаты являются первыми данными, количественно характеризующими современную тектонику Верхнего Приамурья.

**Цель работы:** Создание интегрированной геодинамической модели, отражающей современное блоковое строение и межблоковые взаимодействия в зоне сочленения Евразийской и Амурской плит в пределах Верхнего Приамурья.

**Задачи исследования:**

1. Создание на территории Верхнего Приамурья геодинамического полигона и проведение на нем периодических GPS измерений.
2. Вычисление поля современных горизонтальных скоростей движений на основании изменения пространственных координат положения пунктов геодинамического полигона.
3. Определение параметров блоковой делимости на основании геолого-геофизических данных.

4. Определение кинематики выделенных блоков на основе полученного поля скоростей.

5. Построение геодинамической модели блокового взаимодействия тектонических единиц.

**Объектом** исследования в данной работе является деформируемая поверхность земной коры в пределах Верхнего Приамурья. **Предметом** исследования при этом выступали современные горизонтальные смещения участков земной поверхности на изучаемой территории.

**Методологическую основу и методы исследования** можно разделить на две группы. К первой относятся методы космической геодезии, куда входят: проведение геодезических измерений на пунктах геодинамического полигона, камеральная обработка полученных в ходе измерений данных, вычисление поля горизонтальных скоростей в глобальной системе отсчета. Вторую группу составляют математические методы обработки и анализа полученного фактического материала: сглаживание и интерполирование поля скоростей, тензорное исчисление.

**Фактический материал.** В основе исследования лежат материалы, собранные автором за время работы в Институте геологии и природопользования ДВО РАН. В первую очередь, это материалы, полученные в ходе полевых работ с 2007 по 2018 гг. Полевые работы в 2007 году проводились совместно с сотрудниками ИЗК СО РАН, в дальнейшем полевые работы проводились сотрудниками лаборатории петрогенезиса и геодинамики. Наблюдения проводились на 20 реперных пунктах, 3 из которых работают в непрерывном режиме. Кроме того, были использованы данные GPS наблюдений постоянных станций международной геодинамической сети IGS.

#### **Защищаемые положения:**

1. На основе измерений методом GPS геодезии на Верхнеамурском геодинамическом полигоне показано, что область взаимодействия Амурской и Евразийской плит тектонически нестабильна и представляет собой транзитную зону, в

пределах которой реализуются транспрессионные деформации, вызванные взаимодействием этих плит.

2. Наиболее интенсивные деформации земной коры (на 2 порядка выше типичных значений для внутриплитных участков) наблюдаются между Тукурингской системой разломов и Желтулакской шовной зоной, а также вблизи Становой системы разломов, в то время как Аргунский и Джугджуро-Становой блоки деформируются слабо.

3. Вычисленное поле дивергенции (дилатации) свидетельствует о том, что процессы растяжения земной коры наиболее активно проявляются в области смыкания Южно- и Северо-Тукурингских разломов на западном обрамлении Монголо-Охотского складчатого пояса и в восточном сегменте Желтулакской шовной зоны. Большая часть территории Джугджуро-Станового и Селенга-Станового блоков испытывает сжатие.

#### **Научная новизна работы.**

1. На основании количественных оценок поля современных горизонтальных скоростей вычислены скорости тектонических деформаций на северной границе Амурской плиты. Поле тектонических деформаций неоднородно, выявлены как области растяжения, так и сжатия.

2. Предложен новый вариант строения и пространственного положения северной границы Амурской плиты.

**Личный вклад.** Автор лично участвовал в проведении полевых работ по сбору многолетних данных периодических GPS наблюдений, осуществлял конвертацию и обработку полученных в ходе полевых работ данных. На основе которых автором лично, с использованием специализированных программных комплексов, были вычислены: временные ряды смещений и векторное поле горизонтальных скоростей смещений пунктов геодинимического полигона, а также значения первого и второго инварианта тензора скорости деформации.

**Теоретическая и практическая значимость.** Количественная оценка современных движений и деформаций земной коры необходима для безопасного ведения

человеком хозяйственно-экономической деятельности в массивах горных пород и на земной поверхности, т.к. даже на весьма небольших участках имеют место деформационные процессы различного периода и амплитуды, которые представляют серьезную опасность для крупномасштабных инфраструктурных объектов, оказавшихся в зоне влияния подвижных тектонических структур. Наибольшему риску подвержены протяженные объекты, такие как магистральные нефтепроводы и газопроводы, мосты, плотины и т.п., которые в силу своего размера могут пересекать множество тектонических нарушений разных рангов.

В фундаментальном плане приведенные в работе результаты позволят углубить научные представления о механизмах коллизионного взаимодействия литосферных плит, а также уточнить границы Евразийской и Амурской плит в пределах изучаемой территории.

**Соответствие диссертации паспортам научных специальностей.** Согласно паспорту научной специальности 25.00.03 работа соответствует пунктам № 3 и № 4.

Пункт № 3: «Изучение вертикальных и горизонтальных тектонических движений: как современных (инструментальными методами), так и древних (геологическими и палеомагнитными методами)», т.к. в работе инструментальными методами изучаются современные вертикальные и горизонтальные тектонические движения.

Пункт № 4: «Сейсмотектоника – изучение тектонических закономерностей проявления землетрясений в пространстве и во времени, составление карт сейсмического районирования», т.к. в исследовании сопоставляются вычисленные в работе значения скорости деформаций земной поверхности и проявления землетрясений в пространстве и во времени.

**Апробация результатов.** Основные результаты представляемой работы докладывались и обсуждались на 11 конференциях, симпозиумах и совещаниях международного, всероссийского и регионального уровня, в том числе: «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии» (г.



Благовещенск, 2010), XI региональной научно-практической конференции «Молодежь XXI века: шаг в будущее» (г. Благовещенск, 2010), «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе» (г. Иркутск, 2012), VIII Всероссийской конференции «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: Косыгинские чтения» (г. Хабаровск, 2013), III Всероссийская научная конференция: «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов восточной Азии» (г. Благовещенск, 2014), «Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз» VI Сахалинская молодежная научная школа (г. Южно-Сахалинск, 2016), XVI научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», (г. Иркутск, 2018), VII Всероссийская научная конференция «Современные проблемы регионального развития», (г. Биробиджан, 2018), V Всероссийская научная конференция с международным участием «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов восточной Азии» (г. Благовещенск, 2018), XXVIII Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» (г. Иркутск, 2019), X Всероссийской конференции с международным участием «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: Косыгинские чтения» (г. Хабаровск, 2019).

**Достоверность результатов** обеспечивается собранным автором обширным материалом полевых и камеральных работ, применением новейших версий программных продуктов, признанных в международном научном сообществе, а также значительным списком опубликованных работ по теме диссертации.

**Объем и структура диссертации.** Диссертация состоит из 5 глав, введения, заключения и приложения. Общий объем работы составляет 120 страниц печатного текста, в том числе 24 рисунка, 2 таблицы и 1 приложение, а также список использованной литературы из 89 наименований.

**Благодарности.** Автор благодарен своему научному руководителю д.г.-м.н., А.А. Сорокину за всестороннюю помощь при проведении исследований и подготовке диссертационной работы, а также к.т.н. М.А. Серову за плодотворное сотрудничество.

**Связь работы с научными проектами.** Диссертационная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект 18-35-00049).

## ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА И НЕОТЕКТОНИКА ВЕРХНЕАМУРСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

### 1.1 Общая геолого-геофизическая характеристика района исследований

Верхнее Приамурье с точки зрения геологического строения, современной геодинамики и происходящих на данном этапе тектонических процессов представляет собой весьма интересную и малоизученную область. История ее развития связана [Парфенов и др., 2003] с многократными сменами направленности геодинамических процессов, отражавшихся в формировании соответствующих обстановок, эволюция которых протекала под воздействием многофакторных механизмов, каждый из которых достоин отдельного тщательного изучения. Разнообразные сочетания сдвиговых, надвиго-подвиговых и сбросовых движений отдельных тектонических единиц происходили в условиях общих, знакопеременных на разных этапах развития вертикальных движений литосферы региона и приводили к активизации древних разломов и ослабленных зон либо к заложению новых, изменяя тем самым существовавший рельеф и систему напряжений.

Закрытие Монголо-Охотского океана, отделявшего Сибирскую окраину Евразийского континента от герцинского пояса Центральной Монголии и континентальных блоков Китайско-Корейской платформенной области, привело к деформации южной окраины Сибири, которой сопутствовали формирование в конце юры-мелу узкой полосы складчатых структур и объединение континентальных масс Сибири, Монголии и Китая. Каждый из сформировавшихся при этом орогенных поясов представляет собой коллаж террейнов – ограниченных разломами блоков земной коры, различающихся по своему строению и истории развития. Среди террейнов, образованных неоднократными столкновениями фрагментов литосферных плит, на исследуемой территории представлены фрагменты кратонов и древних пассивных континентальных окраин, вулканических островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов, окраинно-континентальных дуг, аккреционных призм, а также турбидитовых бассейнов

трансформных окраин [Геодинамика, магматизм и..., 2006; Государственная геологическая карта..., 2009].

Изучаемый в работе регион находится в пределах тройного сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), Сибирской платформы и Тихоокеанского складчатого пояса. На более детальном уровне он отражает взаимодействие тектонических единиц Аргунского континентального массива, Монголо-Охотского складчатого пояса (МОСП), Селенга-Станового и Джугджуро-Станового блоков.

Таким образом, в составе территории Верхнего Приамурья различают группу орогенных поясов и комплекс тектонических блоков, сформировавшихся в каледонскую и ранне-позднегерцинские эпохи, а также ряд кристаллических массивов с докембрийским фундаментом (рис. 1.1).

С тектонической точки зрения регион находится в области сочленения Алдано-Станового щита и Амурской платформы. Монголо-Охотский складчатый пояс (МОСП), разделяющий вышеуказанные геоблоки, с геологической точки зрения является шовной зоной, которая разделяет разновозрастные структуры различного класса, участвующие в строении геоблоков. Неоднократное проявление орогенно-магматических эпизодов в истории развития региона обусловило его складчато-глыбовое, блоковое строение с крупномасштабными ареалами развития гранитоидного магматизма (рис 1.2).

Следует отметить тот факт, что западная часть территории Верхнего Приамурья сочленена с Байкальской рифтовой системой – одним из наиболее тектонически активных внутриконтинентальных регионов планеты. Для исследуемой территории характерными признаками являются расчлененный рельеф, высокая сейсмичность, масштабное проявление кайнозойского вулканизма, развитая разломная сеть.

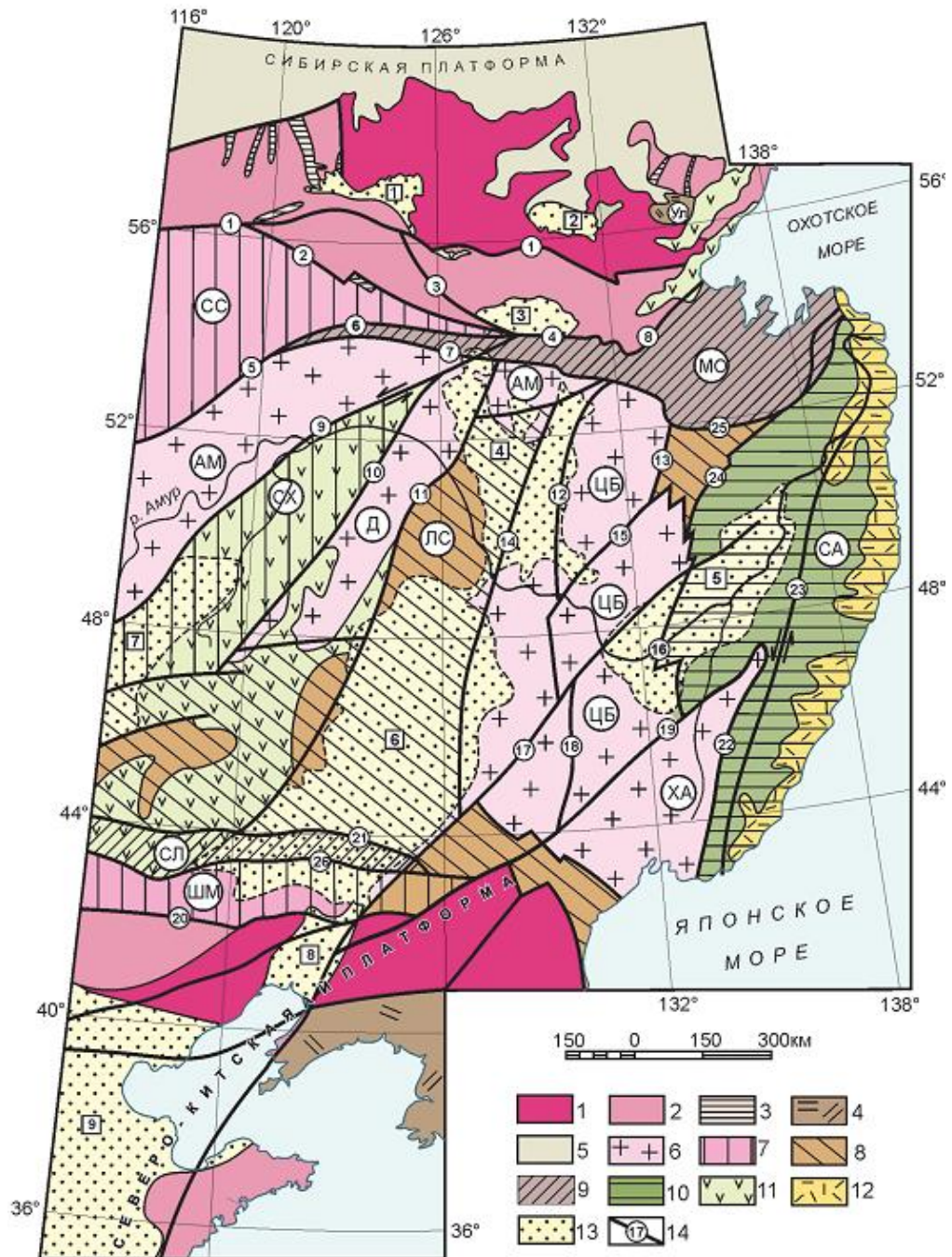


Рисунок 1.1. Схема тектонического районирования восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и смежных структур [Глубинное строение и..., 2010]

Сибирская и Северо-Китайская платформы: 1 – мезоархейские континентальные блоки; 2 – блоки неархейских и палеопротерозойских метаморфических пород; 3 – зеленокаменные пояса Алдано-Станового щита; 4 – палеопротерозойские рифты: Ул – Улканский; 5 – рифей-палеозойский платформенный чехол; Центрально-Азиатский орогенный пояс: 6 – микроконтиненты с докембрийским фундаментом (буквы в кружках): АМ – Аргуно-Мамынский, Д – Дягдачи, ЦБ – Цзямусы-Буреинский, ХА – Ханкайский; 7–10 – орогенные пояса: 7 – каледонские (СС – Селенга-Становой, ШМ – Шара-Мурэнский, СХ – Северо-Хинганский), 8 – герцинские (ЛС – Луныцзян-Селемджинский), 9 – позднегерцинско-индосинийские (МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский), 10 – киммерийские (СА – Сихотэ-Алиньский); 11–12 – вулканические пояса: 11 – мезозойские, 12 – позднемезозойско-кайнозойские; 13 – мезозойско-кайнозойские терригенные впадины (цифры в квадратах): 1 – Чульманская, 2 – Токинская, 3 – Верхне-Зейская, 4 – Амура-Зейская, 5 – Средне-Амурская, 6 – Сунляо, 7 – Хайлар, 8 – Ляохэ, 9 – Северо-

Китайская; 14 – основные разломы (цифры в кружках): 1 – Становой, 2 – Желтулакский, 3 – Унахинский, 4 – Ланский, 5 – Монголо-Охотский, 6 – Северо-Тукурингрский, 7 – Южно-Тукурингрский, 8 – Улигданский, 9 – Дербуганский, 10 – Синьлинский, 11 – Нэньцзянский, 12 – Западно-Туранский, 13 – Тахстахский, 14 – Харбинский, 15 – Хинганский, 16 – Куканский, 17 – Илань-Итунский, 18 – Муданьцзянский, 19 – Дунми-Алчанский, 20 – Чифен-Телинский, 21 – Тунляо; 22 – Арсеньевский, 23 – Центрально-Сихотэ-Алиньский, 24 – Ципинский, 25 – Пауканский, 26 – Шара-Мурэнский.

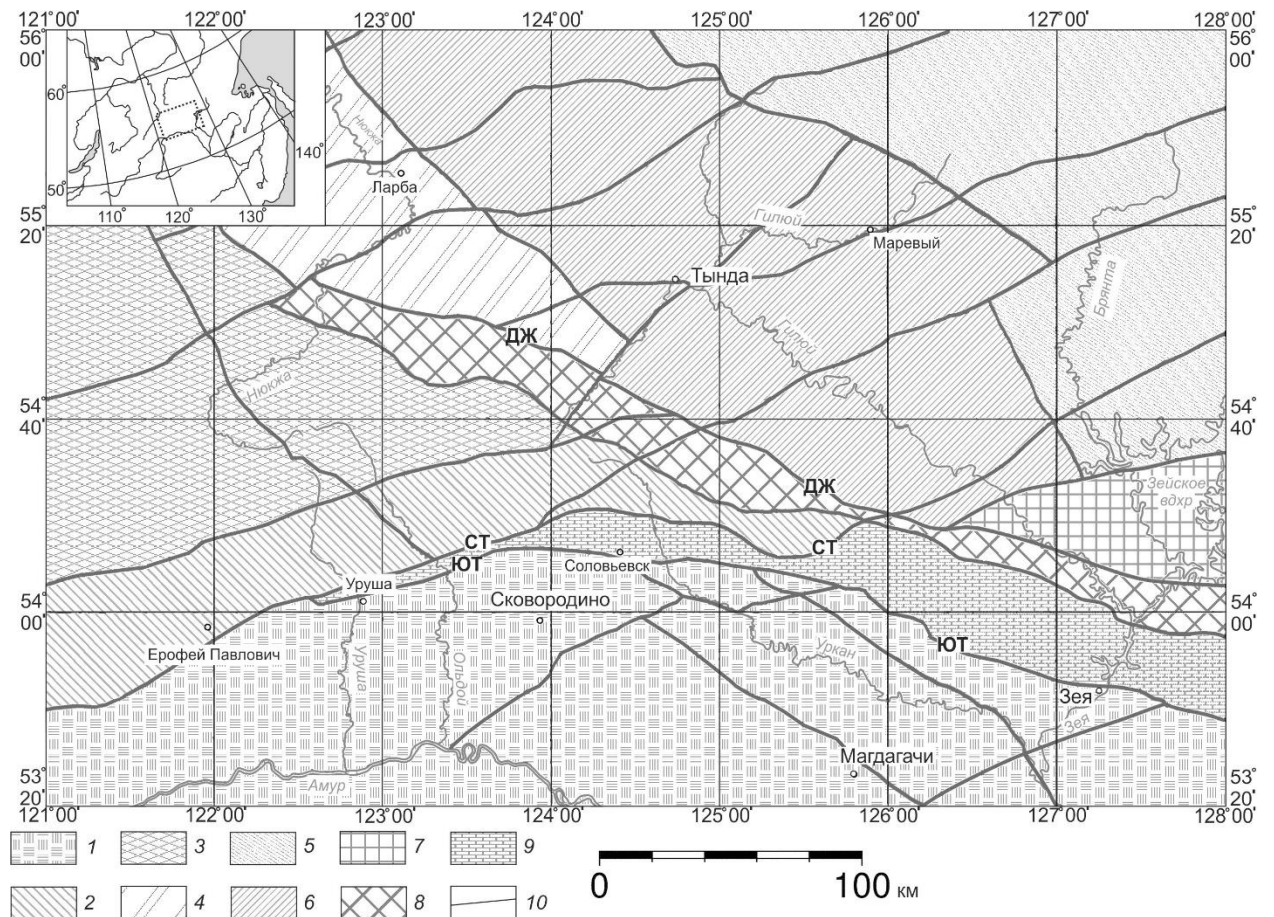


Рисунок 1.2. Схема блокового строения Верхнего Приамурья (составлена по материалам: [Государственная геологическая карта..., 2009; Глубинное строение и..., 2010; Геодинамика, магматизм и металлогения..., 2006]). Главные тектонические структуры Верхнего Приамурья: 1 – Аргунский блок; 2-3 – структуры Селенга-Станового блока, подблоки: 2 – Урканский, 3 – Могочинский; 4-7 – Структуры Джугджуро-Станового блока, подблоки: 4 – Ларбинский, 5 – Брянтинский, 6 – Иликанский, 7 – Дамбукинский; 8-9 шовные зоны: 8 – Желтулакская шовная зона, 9 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 10 – разломы различного ранга, из них наиболее активные: ЮТ – Южно-Тукурингрский, СТ – Северо-Тукурингрский, ДЖ – Желтулакский.

Данные за более чем 100-летнюю историю сейсмических наблюдений позволяют утверждать, что на выделяемой территории современный этап геодинамической эволюции контролируется транспрессионным (сжатие со скольжением) сближением Амурской и Евразийской плит [Имаева, Имаев, Козьмин, 2012].

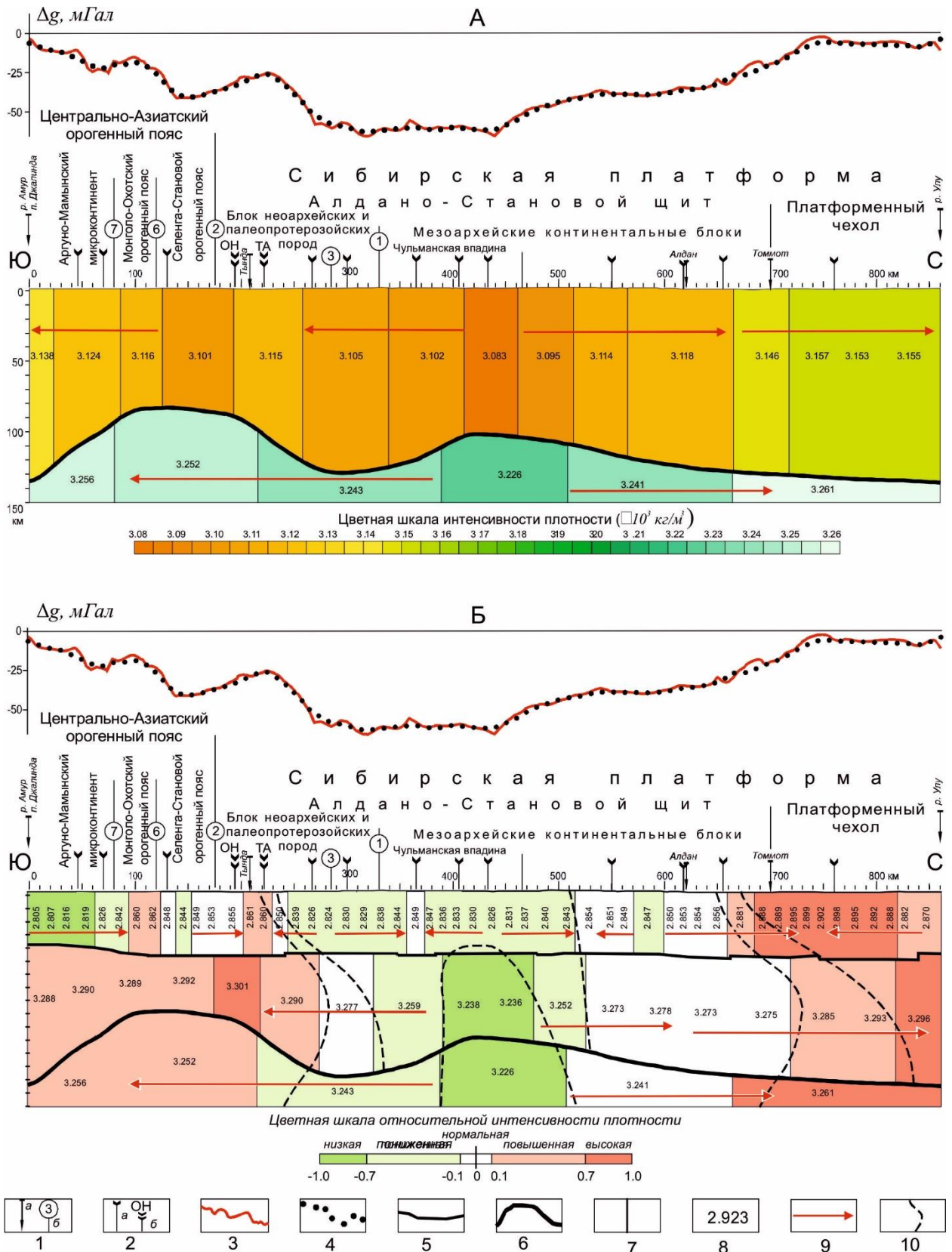


Рисунок 1.3. Вычисленное распределение плотности в однослойной (А) и двухслойной (Б) литосфере и в подстилающей среде (астеносфере) по профилю Джалинда-Улу с элементами интерпретации. [Глубинное строение и..., 2010]

1–2 – местоположения: 1а – географических ориентиров (населенные пункты, реки), 1б – известных зон тектонических нарушений (цифрам в кружках соответствуют разломы: 1 – Становой, 2 – Желтулакский, 3 – Унахинский, 6 – Северо-Турурингрский, 7 – Южно-Турурингрский), 2 – изгибов линии моделирования (а) на карте, пересечений с другими

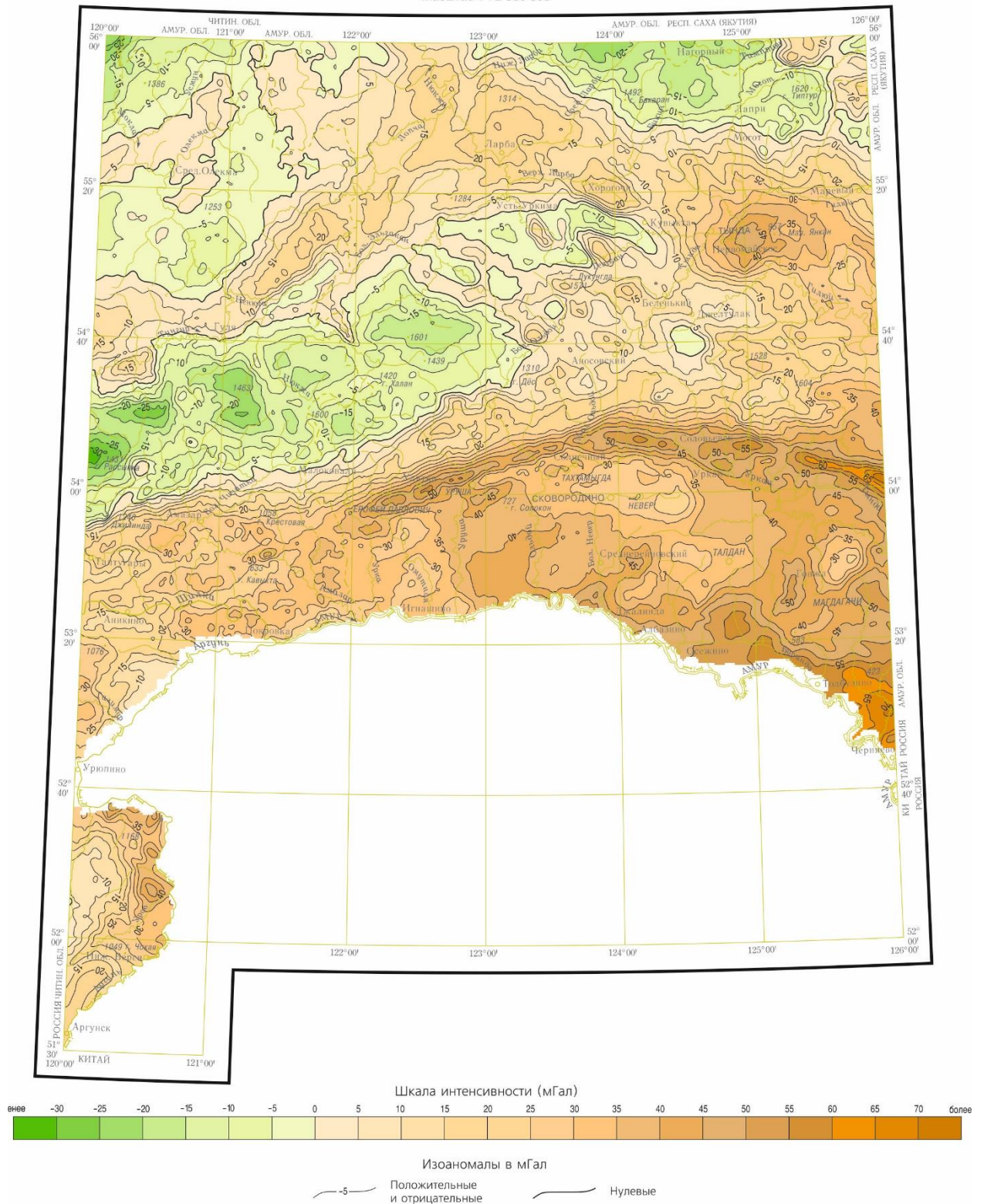
линиями моделирования (б) (буквенные символы соответствуют названиям профилей: ОН – Олекма-м. Невельского, ТА – Тында-Амурзет; 3 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, мГал; 4 – вычисленный гравитационный эффект от модели; 5 – сейсмическая граница подошвы земной коры (граница Мохо); 6 – подошва литосферы (кровля астеносферы); 7 – границы плотностных неоднородностей; 8 – вычисленные значения плотности,  $\cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>; 9 – направление увеличения плотности; 10 – границы участков с одинаковой плотностью. Шкала относительной интенсивности плотности: нормальная плотность (плотность, близкая к среднему ее значению в толще/слое) – 10 % от минимальной/максимальной ее величины; повышенная/пониженная – 70 %; низкая/высокая (минимальная/максимальная) – более 70 % по абсолютной величине.

Как указывается в [Подгорный, Малышев 2005, Глубинное строение и..., 2010] данные по сейсмическому профилю Джалинда-Улу позволяют явно выделить вертикальные плотностные контакты, которые можно соотнести с границами крупных блоков земной коры, расположенных в районах Южно-Тукурингского и Северо-Тукурингского разломов. Наличие в выделяемых районах сочетания резких форм рельефа (горные хребты высотой более 2 км сменяются невысокими нагорьями 850–1200 м и низкогорьями 750–500 м) позволяет интерпретировать эти контакты как зоны тектонических нарушений, что, в свою очередь, предполагает определенный уровень подвижности блоков по отношению друг к другу. Глубина залегания подошвы литосферы (рис. 1.3) плавно изменяется от 145 км под Верхнеамурским прогибом до 90 км под Монголо-Охотским и Селенга-Становым орогенным поясами, а затем вновь погружается до 138 км под северной частью Становой гранит-зеленокаменной области.

На схеме гравитационного поля (рис 1.4) участок редуцированной литосферы выражается в субширотно протянувшемся поясе локальных минимумов. Возможно, все это связано с наличием на значительной глубине крупных магматических тел, т.к. зарегистрированный на земной поверхности тепловой поток [Горнов и др., 2009] практически изотропен на всей исследуемой территории.



**СХЕМА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ**  
 Редукция Буге, плотность промежуточного слоя 2,67 г/см<sup>3</sup>  
 Уровень условный  
 Масштаб 1 : 2 500 000



**Рисунок 1.4. Схема гравитационного поля**  
 [Государственная геологическая карта..., 2009].

Мощность земной коры изменяется незначительно от 40 км в Верхнеамурском прогибе до 47 км в районе реки Алдан. По геоэлектрическим данным (рис. 1.5) верхняя

мантия в пределах исследуемого региона имеет неоднородное строение. Максимальными градиентами сопротивлений выделяется верхняя мантия под структурами Монголо-Охотского орогенного пояса, еще раз подтверждая тезис о наличии там горных пород в расплавленном состоянии.

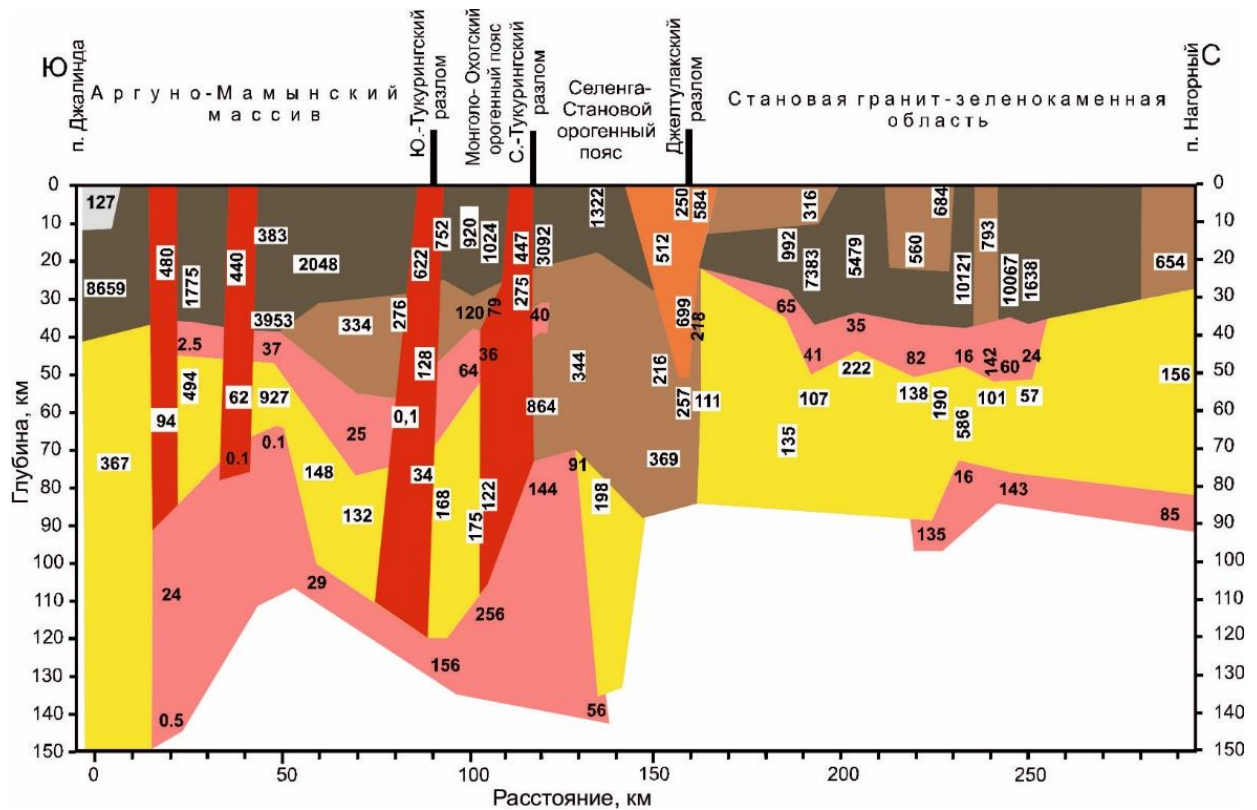


Рисунок 1.5. Геоэлектрическая модель по субмеридиональному профилю Джалинда-Нагорный [Каплун, 2006].

Цифрами на модели показаны электрические сопротивления в Ом·м.

Плотность земной коры, вычисленная по геофизическим данным в работе [Глубинное строение и..., 2010], у поверхности варьирует от низких значений  $(2.80-2.82) \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> в пределах Аргунского массива до повышенных  $2.86 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> в южной части Джугджуро-Станового блока. Распределение плотности литосферной мантии более выдержанное –  $(3.29-3.30) \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>.

По комплексному анализу геофизических данных [Горошко и др., 2010] в тектоническом строении изучаемой области особо выделяется Джелтулакская шовная зона, состоящая из группы глубинных разломов. Она не только разделяет блоки земной

коры различной плотности, но и маркирует смену основных характеристик (падение, протяженность и глубину) тектонических нарушений.

Анализ сейсмических и гравиметрических данных позволяет сделать заключение о наличии в пределах исследуемого региона высокоамплитудных сдвиговых перемещений, в том числе и происходивших на неотектоническом этапе, осложненных широкомасштабным распространением надвигов, что также подтверждается другими геологическими исследованиями и данными бурения [Горошко и др., 2010]. Также отмечается широкое развитие в земной коре наклонных границ, ассоциируемых с разломами, причем по характеру изменения плотности в слоях выделяются как разломы сжатия, выражающиеся во встречном нарастании плотности, так и разломы растяжения, с обратной картиной распределения плотности.

### **1.1.1 Джугджуро-Становой блок**

Джугджуро-Становой блок в работе представлен Ларбинским, Брянтинским и Иликанским подблоками (рис 1.2). С севера от структур Алдано-Станового щита его отделяет Становая группа разломов, южным его обрамлением выступает Джелтулакская шовная зона.

Фундамент земной коры блока, как и большей части Сибирской платформы, консолидировался в раннем протерозое, однако в дальнейшем здесь отмечаются периоды неоднократной активизации тектоно-магматических процессов, особо масштабно проявившихся в мезозое.

В основе строения выделяются раннедокембрийские серии метаморфических пород: зверевская, чогарская, зейская, купуринская, иликанская и гиллойская. Мезозойские тектоно-магматиты представляют собой наложенные структурные комплексы терригенно-вулканического происхождения, формирующие современное складчато-глыбовое строение [Глубинное строение и..., 2010].

Тектонические единицы, входящие в состав Джугджуро-Станового блока, характеризуются обширным распространением архейских гнейсов в сочетании с

позднеархейскими-раннепротерозойскими гранитами, претерпевшими метаморфизм гранулитовой и местами амфиболитовой стадии, значительно менее развиты мезозойские гранитоиды. Отличительной особенностью комплексов выступает их насыщенность кристаллическими сланцами основного состава с низким содержанием калия и высокомагнезиальных кристаллических сланцев, близких по составу с толеитовыми базальтами. Данные изотопных дат пород противоречивы, наиболее точно определен по U-Pb методу возраст ларбинских гранулитов – 2.6 млрд. лет. Разрез Ларбинского выступа наиболее полно изучен и его можно рассматривать в качестве стратотипического в выделяемой территории [Горошко и др., 2010].

Разрезы метаморфических серий Желтулакского, Иликанского, Купуринского и Удско-Майского подблоков выполнены груборитмичным чередованием толщ биотит-роговообманковых гнейсов, с редкими включениями высокоглиноземистых гнейсов и прослоями амфиболитов, железистых и слюдястых кварцитов. Интрузии, прорывающие толщи верхнего архея, представлены доскладчатыми габбро-амфиболитами, метапироксенитами, габбро-анортозитами, кварцевыми диоритами и гранитодиоритами, плагиогранито-гнейсами. Основные и ультраосновные породы различной стадии метаморфизма слагают мелкие довольно часто будинированные тела, залегающие согласно в стратифицированных гнейсах.

Желтулакский шовный прогиб нижнепротерозойского времени заложения выполнен филлитовидными, биотитовыми и двуслюдяными сланцами, кварцитами, метапесчанниками, метаконгломератами. Породы метаморфизованы от зеленосланцевой до ставролитовой фации при температуре – 530–580 °С и давлении 3.5–4.0 кбар. Предполагаемый возраст пород Желтулакской серии 1.8 млрд. лет [Глубинное строение и..., 2010].

Основной этап тектонической активизации в Пристановой зоне по мнению [Шевченко, Каплун, 2007] приходился на постюрское время и связан с развитием складчато-надвиговых образований в районе сочленения Алданской гранулит-гнейсовой и

Становой гранит-зеленокаменной областей. В это же время происходило формирование Станового вулcano-плутонического пояса, породы которого слагают мелкие вулканические поля кислых и средних эффузивов и крупные многофазные массивы гранитоидов лакколитообразной формы. Трещинные интрузии северо-западного простирания представлены 3 фазами: первая – диориты, монзониты и их кварцевые аналоги; вторая – гранодиориты, сиениты, кварцевые сиениты; третья – граниты, плагиограниты, лейкограниты. Большинство мезозойских магматических образований по составу соответствуют продуктам магматизма типичных рифтовых зон и активных континентальных окраин.

Позднекайнозойские (миоцен-плейстоценовые) вулканические образования незначительно проявлены в северо-восточной части блока и представлены в основном щелочными оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами и базальтоидами, слагающими конусовидные вулканические постройки центрального типа [Антонов, 2007].

Стоит отметить, что, несмотря на множество публикаций, посвященных мезозой-кайнозойскому магматизму данного региона, в научном сообществе отсутствует единое представление о его происхождении и эволюции, в силу как недостаточной изученности территории, так и различий в системе взглядов на эволюцию Земли у различных исследователей.

Территория блока явно выражена в аномалиях геофизических полей. В гравитационном поле [Государственная геологическая карта, 2009] субширотный пояс максимумов на всем своем протяжении пространственно совмещен с местами выхода на дневную поверхность пород гранулитовой фации и дайкообразных тел ранне-протерозойских мафит-ультрамафитов, трассирующих северное крыло Станового линейного элемента. В меридиональном направлении от осевого максимума фиксируются области пониженного гравитационного поля, на юге они связаны с массивами юрских гранитоидов Тындинско-Бараканского комплекса, а на севере соотносятся с Южно-Алданским угленосным прогибом. Учитывая, что зона контакта гранулитов со структурами Становой

области прослеживается довольно глубоко с наклоном на север, можно предположить, что находящиеся на дневной поверхности выходы гранулитов Зверевского и Сутамского комплексов являются эксгуминированными нижними горизонтами земной коры [Диденко и др., 2010].

Современные деформации на значительной площади [Живая тектоника, вулканы..., 1966] носят изгибовый характер и преобладают над разрывными, что говорит о преобладании сводово-блоковых движений над глыбовыми. В целом для территории характерно преобладание восходящих тектонических движений, высоты положительных структур варьируют в пределах 1000–2000 м.

### **1.1.2 Монголо-Охотский блок**

Монголо-Охотскому складчатому поясу, заложение которого предположительно произошло в раннем архее [Парфенов и др., 2003], характерны существенные изменения в истории развития и структуре вдоль его простирания. Значительно изменяется его ширина: зажатый на западе между Северо- и Южно-Тукурингским разломами, он простирается на 7–30 км на своем западном фланге и достигает нескольких сот километров вблизи Охотского моря. Также весьма дифференцировано его внутреннее устройство: интенсивность и морфология складчатости, амплитуда надвигов, степень развития гранитоидного плутонизма, проявления метаморфизма [Николаев, Семенов, Солоненко, 1978], что в своей совокупности сказывается и на металлогении. Такие изменения вдоль поперечных складчатости разломов зачастую происходят очень резко, из чего можно предположить унаследованность такой структуры от трансформных разломов доорогенной стадии развития. В местах, где увеличивается ширина пояса, происходит поднятие шарниров складок и расширение антиклинорий за счет сужения синклинорий, сближение осей складок. Там, где пояс расширяется, оси складок испытывают виргацию, шарниры складок опускаются, синклинории расширяются за счет антиклинорий. Наличие вытянутых по простиранию структурно-формационных комплексов, сложенных турбидитами и глубоководными океаническими образованиями, структура которых

близка к структуре террейнов аккреционного клина, позволяет предположить образование МОСП в обстановке коллизионного взаимодействия фрагментов плит с континентальной и океанической корой.

Монголо-Охотский блок в исследуемой области расположен между Северо-Тукурингским и Южно-Тукурингским разломами и контактирует на юге с Аргунским блоком, на северо-западе с Селенга-Становым блоком, на северо-востоке с Желтулакской шовной зоной. Блок представлен Янкано-Тукурингской зоной, для которой характерны позднепалеозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные образования начальных стадий метоморфизма. Менее распространены выходы габбро-амфиболитовых формаций позднего палеозоя (Пиканский комплекс) и мезозойские молассовые отложения, выполняющие Стрелковскую и Малотындинскую депрессии. Гетерогенное строение блока генетически связано с происходившими здесь в палеозое-мезозое субдукционными процессами, подтверждением чего являются фрагменты аккреционного клина различного типа и возраста. Однако окончательно ставить точку в вопросах о структуре и эволюции Монголо-Охотской сутуры преждевременно, в частности геологические данные свидетельствуют об окончательном закрытии океанического бассейна в средней юре, в то время как согласно имеющимся палеомагнитным данным это произошло не раньше границы юра-мел.

В геоэлектрических полях блок выражен наличием множества электропроводящих слоев. Под верхнекорovým слоем мощностью 20 км и сопротивлением 1250 Ом·м, залегает нижнекорový слой мощностью 15–20 км и сопротивлением 570 Ом·м, который затем подстилается низкоомным слоем малой мощности – 5–10 км, 25–35 Ом·м. Литосферная мантия мощностью 50–70 км и сопротивлением 1600–1800 Ом·м характеризуется наличием резких изгибов подошвы литосферы. Таким образом, анализ геоэлектрического строения позволяет говорить о высокой степени активизации литосферных процессов в пределах блока.

Блок ярко выделяется на смехе гравитационного поля, где ему соответствует значительная положительная аномалия, достигающая 65 мГал, что позволяет говорить об имевшей место обстановке значительного тектонического сжатия, выразившегося в вздымании горных сооружений, а также увеличении плотности слагающих его пород.

Территория блока характеризуется повышенными относительно прилегающих к нему структур скоростями новейших тектонических движений [Семенов, 2002].

### **1.1.3 Селенга-Становой блок**

Селенга-Становой блок в исследовании представлен восточной частью Селенга-Станового складчатого пояса, в которую входят Урканский и Могочинский подблоки (рис 1.2). На севере от Джугджуро-Станового блока его отделяет Джелтулакская шовная зона, южным его обрамлением выступает Тукурингская система разломов. Основанием блока выступают докембрийские гранито-гнейсовые формации и венд-кембрийские вулканиты, на которые наложены магматические гранитоиды различного возраста, источником которых стал длительный процесс субдукции Монголо-Охотского палеобассейна. Масштабно проявлены интрузивные породы, на некоторых участках их доля достигает здесь 80%.

В структуре блока также выделяются позднеархейские Усть-Гильюйский зеленокаменный пояс, Могоча-Урушинский, Моклаканский и Каларский выступы гранулитового фундамента, сложенные породами, близкими по химическому составу базальтам срединно-океанических хребтов. Процесс гранитизации происходил в несколько этапов. На начальных его стадиях преобладал гранулитовый и амфиболитовый метаморфизм, который в дальнейшем сменился более интенсивной стадией, продуктом которой являются крупные гранито-гнейсовые массивы близкупольной формы. Протерозойский этап развития контролировался геодинамическим режимом активных континентальных окраин. Об этом свидетельствуют терригенные, карбонатно-глинистые и железо-кремнистые хемогенные осадки, отлагавшиеся в условиях глубоководного



шельфа и континентального склона, а также наличие вулканогенных отложений преимущественно подводного типа.

В геоэлектрических полях территории блока соответствуют значения повышенного сопротивления верхней мантии по сравнению с окружающими структурами. Структура литосферы двухслойная. Верхний коровый слой мощностью до 20 км имеет сопротивление 1320 Ом·м. Нижний – литосферной мантии – 60 км, с сопротивлением 250–360 Ом·м. Утоненная литосфера мощностью 80 км и ровный рельеф подошвы литосферы дают основание утверждать о спокойном характере протекания литосферных процессов.

В гравитационном поле блок выражается в виде незначительной отрицательной аномалии, формирование которой, скорее всего, связано с разуплотнением слагающего его материала под воздействием дилатационных напряжений БРС.

#### **1.1.4 Аргунский блок**

Аргунский блок представлен северной частью одноименного массива и отделен от Монголо-Охотского складчатого пояса Южно-Тукурингским разломом. В его составе выделяют Гонжинский выступ, имеющий купольную форму и сложенный раннепротерозойскими диорито-гнейсовыми, биотит-роговообманково-сланец-гнейсовыми и мрамор-гнейсовыми комплексами, в которые в позднем палеозое произошло крупномасштабное внедрение магм габбро-гранодиорит-гранитового и габбро-гранодиоритового состава. В геоэлектрических полях Гонжинский выступ выделяется повышенным сопротивлением относительно окружающих его структур и крайне неоднородным строением [Каплун, 2006].

Ольдойский краевой прогиб палеозойского времени заложения выполнен карбонат-терригенными осадочными комплексами с внедренными в них плутоническими телами гранодиоритовых формаций. Верхнеамурская впадина сложена раннемезозойскими терригенными осадочными комплексами, осложненными позднемезозойскими излияниями риолитовых лав и внедрением диорит-гранодиоритовых интрузий. В

геоэлектрических полях она отражается зоной пониженных сопротивлений до глубин 40–45 км, под которой залегает высокоомный слой фундамента.

Блок характеризуется двухслойной литосферой. Верхний слой соотносится с корой и имеет мощность 30–40 км, в геоэлектрических полях он выделяется сопротивлением 1800–3700 Ом·м. Нижний слой – литосферной мантии, имеет мощность 30–60 км, сопротивление 100–500 Ом·м. В подошве земной коры выделяется высокопроводящий слой мощностью 5–15 км и сопротивлением 25–40 Ом·м. Таким образом, общая мощность литосферы изменяется в пределах 90–120 км.

По характеру изменения кровли астеносферы и наличию высокопроводящих литосферных разломов можно судить о высокой степени активизации современных тектонических процессов. Предполагается, что глубинные разломы в пермское время обусловили дезинтеграцию основания Аргуно-Мамынского массива и образование крупных куполообразных выступов, которые долгое время служили источниками сноса. Скапливающиеся в прогибах осадки в дальнейшем были дислоцированы и подверглись метаморфизму различных фаций, в результате чего образовались сложно построенные складчатые системы. Меловому времени соответствует максимум тектонической и магматической активности, который проявился в широкомасштабном внедрении интрузий, что могло сказаться на картине распределения аномалий гравитационного поля. При средних положительных значениях 40–45 мГал на некоторых участках фиксируются аномалии, достигающие 70 мГал.

### **1.1.5 Основные разломы**

Разрывные нарушения в литосфере могут значительно отличаться по своей длине, ширине и глубине проникновения. Существующее деление разрывных нарушений на порядки основывается на масштабе их пространственного проявления, таким образом, выделяются разломы глобального (литосферные плиты), трансрегионального (крупные литосферные блоки), регионального (коровые блоки), районного и локального порядка (подвижные зоны). Внутреннее строение зон, подверженных влиянию разрывных

нарушений, определяется кинематикой движений по плоскости разрыва, вещественному составу, строению и генезису составляющих геосреду горных пород. Остановимся подробнее на разломах, разделяющих крупные литосферные блоки.

Двумерное плотностное моделирование сейсмогравитационных данных четко фиксирует падение в земной коре плоскости Желтулакского разлома под Джугджуро-Становой блок и Южно-Тукурингрского разлома под Аргунский блок. В геоэлектрических полях пониженным сопротивлением выделяются разломы: Желтулакский, Южно-Тукурингрский, Северо-Тукурингрский.

Наличие реликтов офиолитовых поясов и пологое падение Желтулакского разлома под Джугджуро-Становой блок позволяют говорить о существовавшей здесь ранее зоне коллизионного взаимодействия Сибирского кратона и Амурского супертеррейна до полного их объединения в единую структуру в результате закрытия палеоокеанического бассейна. Об этом также свидетельствуют данные геоэлектрических разрезов [Каплун, 2006], на основании которых можно прийти к выводу о геодинамической роли Желтулакского разлома как зоны сочленения Сибирской платформы с прилегающими к ней с юга складчатыми областями.

Желтулакский разлом разграничивает блоки различной ориентировки тектонических структур. К северу от него выделяются тектонические структуры преимущественно северо-западного простирания, тогда как расположенным к югу от него структурам более типична северо-восточная ориентировка.

В первом приближении Желтулакский разлом представляет собой группу разрывных нарушений северо-западного простирания шириной до 20 км. Разрывные нарушения представлены сдвиговыми, сбросо-сдвиговыми и надвиговыми типами. О древнем заложении разлома можно судить по наличию вдоль него линейных тел раннедокембрийских гранитоидов. Его глубинная природа подчеркивается наличием ультраосновных тел интрузивных пород. На дневной поверхности разлом выражен субпараллельными, кулисообразными швами северо-западного простирания, в которых

широко проявлены зоны расланцевания и милонитизации. В соответствии с проведенным анализом геофизических и геологических данных [Подгорный, Малышев, 2005], Желтулакский разлом является поддвигом, в строении которого юго-западное крыло пододвинуто под северо-восточное. В районах бассейна рек Нюкжа и Геткан выявляется наличие сдвигов вкост простирания разлома амплитудой до 25 км. В северном направлении от хребта Тукурингра Желтулакский разлом уверенно выражается локальными максимумами гравитационного поля северо-западного простирания, постепенно убывающими от места его сочленения с Северо-Тукуринским разломом до бассейна р. Геткан. Дальнейшее картирование разлома в геофизических полях затруднено наличием поперечных сдвигов и структур рельефа северо-восточного направления. В геоэлектрических полях Желтулакский разлом выражается в виде клиновидной зоны пониженного сопротивления [Каплун, 2006].

Южно-Тукурингский разлом проявлен грядой локальных максимумов гравитационного поля, генетически соотносимых с породами пиканского комплекса. Однако в аномалиях магнитного поля он практически неразличим из-за малого содержания в породах ферромагнитных минералов. Разлом наклонен на юг под Аргунский блок и имеет ярко выраженную купольную структуру, которая характеризуется подъемом кровли астеносферы и пониженной в ней плотностью [Малышев и др., 2007]. Подобная структура могла образоваться в процессе эволюции северной окраины Амурской плиты на определенном этапе, для которого была характерна активизация мантийного диапиризма.

Северо-Тукурингский разлом позднеархейско-раннепротерозойского времени заложения до его сочленения с Желтулакским в геофизических полях выражен слабо. Территориально ему соответствует максимальный для изучаемого региона подъем кровли литосферы (85 км) и незначительная отрицательная гравитационная аномалия. Южно- и Северо-Тукурингский глубинные и долгоживущие разломы представляют собой взбросы с падением сместителей на север – северо-восток под углами 60–70 градусов [Николаев,

Семенов, Солоненко, 1978]. В геоэлектрических полях они картируются как субвертикальные зоны пониженных сопротивлений, их кинематический тип – левые сдвиги и взбросы [Имаев и др., 2003].

## **1.2 Неотектоника и сейсмичность Верхнего Приамурья**

В работе [Гатинский и др., 2008] на основе анализа имеющихся геологических и геофизических данных (сейсмичности, активных разломов, данных спутниковой геодезии) были пересмотрены границы Евразийской плиты. В отличие от большинства плито-тектонических схем, только северная часть континента была определена как сравнительно монолитная литосферная единица. Эта часть была названа Северо-Евразийской плитой. Северо-Евразийская плита оконтурена со всех сторон сейсмическими зонами различной интенсивности и активными разломами, которые простираются вдоль: подводного хребта Гаккеля, горных систем хребта Черского и Южного Верхоянья, Станового хребта, Байкальской рифтовой зоны, Алтае-Саянского региона, Северного Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, Копетдага, Кавказа, Северной Анатолии и Родопских гор, Карпат, Восточных и Западных Альп.

Взаимодействие Евразийской, Тихоокеанской и Северо-Американской плит на Северо-Восточной окраине Азии создает сложную тектоническую обстановку. Л.П. Зоненшайн с коллегами впервые предположил, что Северо-Восточная Азия состоит из нескольких микроплит, в том числе Амурской плиты (рис. 1.6).

Геодинамическая целостность Амурской мегаструктуры (рис. 1.7) на современном этапе развития подтверждается данными GPS мониторинга [Ашурков и др., 2011, 2016], о чем также может свидетельствовать система отсчета ITRF2014, на которой отдельно выделяется Амурская плита (рис.1.8) [Altamimi et al., 2016]. Комплексное изучение Амурской плиты необходимо как для понимания геодинамики сопряженных с ней тектонических структур, так и интерпретации сейсмической активности вдоль ее границ.

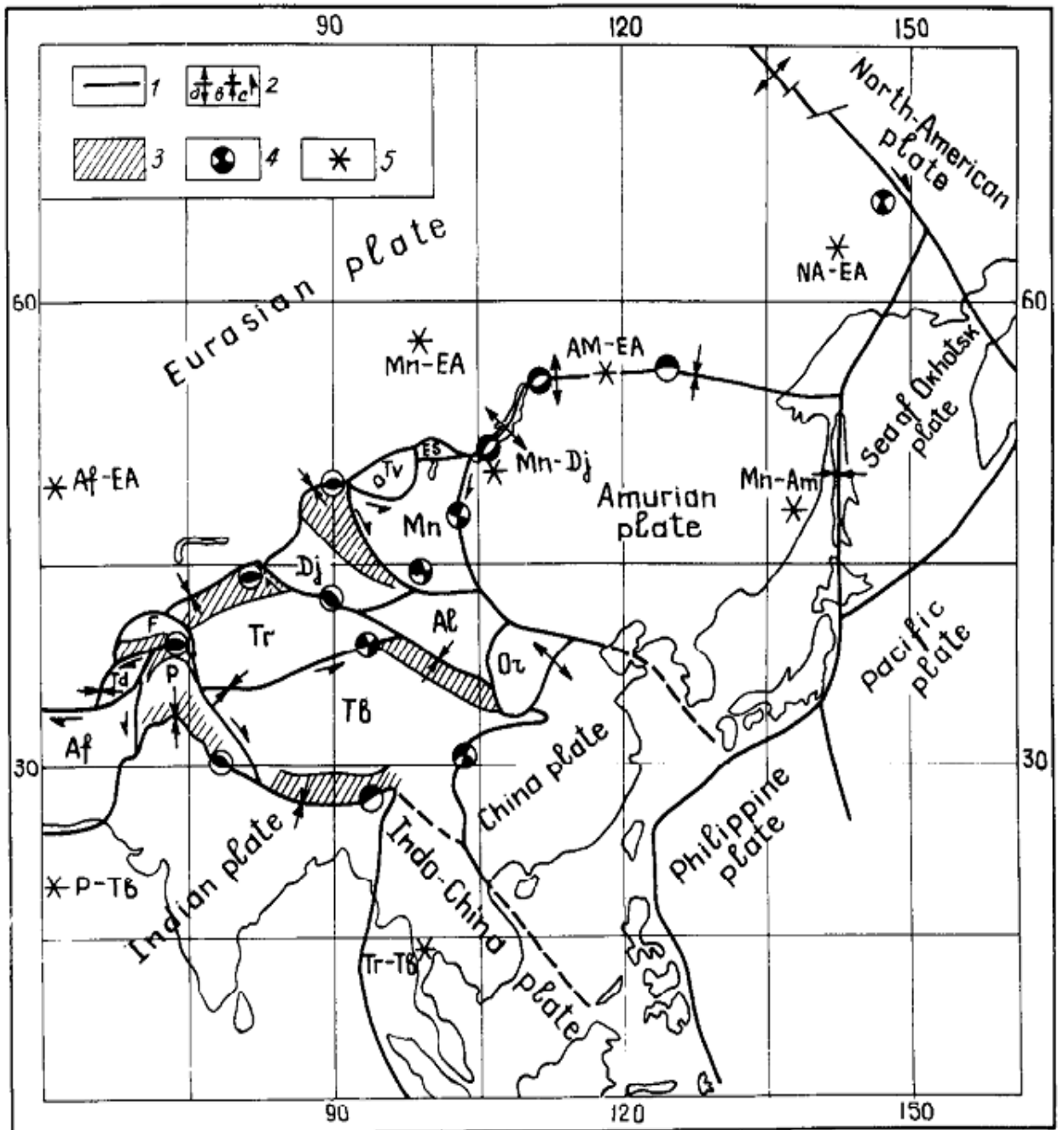


Рисунок 1.6. Литосферные плиты и микроплиты внутренней Азии. [Zonenshain, Savostin, 1981].

1 – границы плит; 2 – направление относительных перемещений на границе плит; а – растяжение, б – сжатие, с – скольжение; 3 – зоны пластических деформаций; 4 – преобладающий тип механизма очага; 5 – положение полюса вращения плит (А/ЕА – Северо-Американская-Евразийская, Мп/ЕА – Монгольская-Евразийская, АМ/ЕА – Амурская-Евразийская, Аф/ЕА – Афганская-Евразийская, Р/Тб – Памирская-Тибетская, Тр/Тб – Тамирская-Тибетская, Мп/Дж – Монгольская-Джунгарская, Мп/Ам – Монгольская-Амурская. Микроплиты: А1 – Алашанская, Аф – Афганская, Дж – Джунгарская, Мп – Монгольская, Ор – Ордос, Р – Памирская, Тр – Тамирская, Тб – Тибетская. Блоки: ES – Восточно-Саянский, Тв – Тувинский, Тд – Таджикский, F – Ферганский).

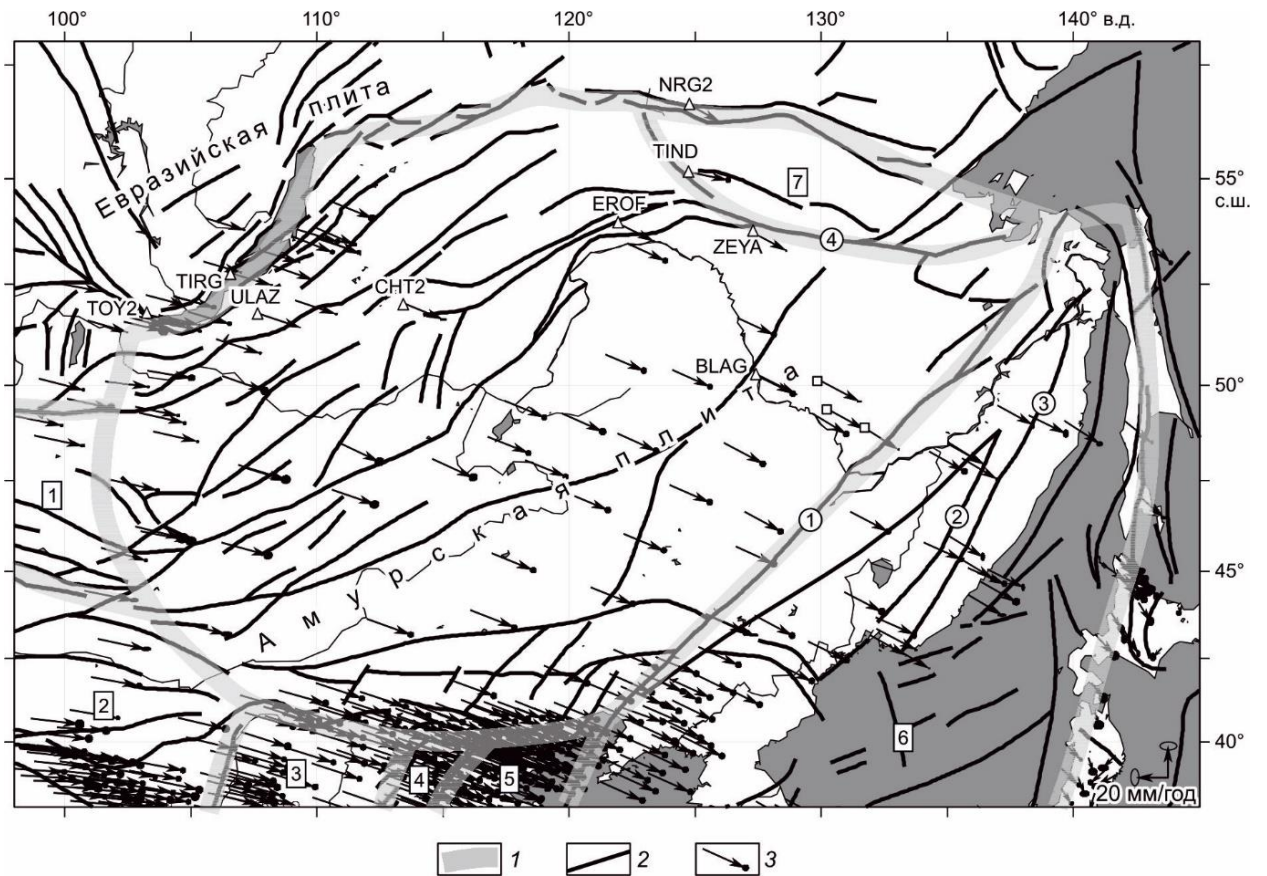


Рисунок 1.7. Карта современных горизонтальных скоростей по данным GPS в общеземной опорной системе координат ITRF2008. [Ашурков и др., 2016].

1 – границы блоков и плит; 2 – разломы, по [Bouysse, 2009] с изменениями; 3 – векторы скоростей и эллипсы ошибок в 95%-м доверительном интервале. Треугольники – постоянные и полупостоянные GPS пункты. Квадраты – GPS пункты периодических измерений. Цифрами в квадратах обозначены геоблоки: 1 – Монгольский блок, 2 – Алашан, 3 – Ордос, 4 – Тайхэнг, 5 – Северо-Китайская равнина. 6 – Японо-Корейский блок. 7 – Становой блок. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Илань-Итунский (Тан-Лу), 2 – Арсеньевский, 3 – Центральный Сихотэ-Алиньский (ЦСАП), 4 – Южно-Тукурингский.

В.Г. Сахно [Сахно, 2002] связывает образование «Амурской мегаструктуры» с деятельностью суперплюма, корни которого достигают подошвы мантии, а положение оставалось неизменным на протяжении всего фанерозоя. Спровоцированные плюмом эпизодические вспышки магматизма особенно активизировались в мезозое-кайнозое. В современное время проекция ядра плюма на основании интерпретации автором геофизических данных приходится на район впадины Сунляо, в пределах которой последние вулканические события датируются 1719–1721 гг. [Zhao, Liu, 2010].

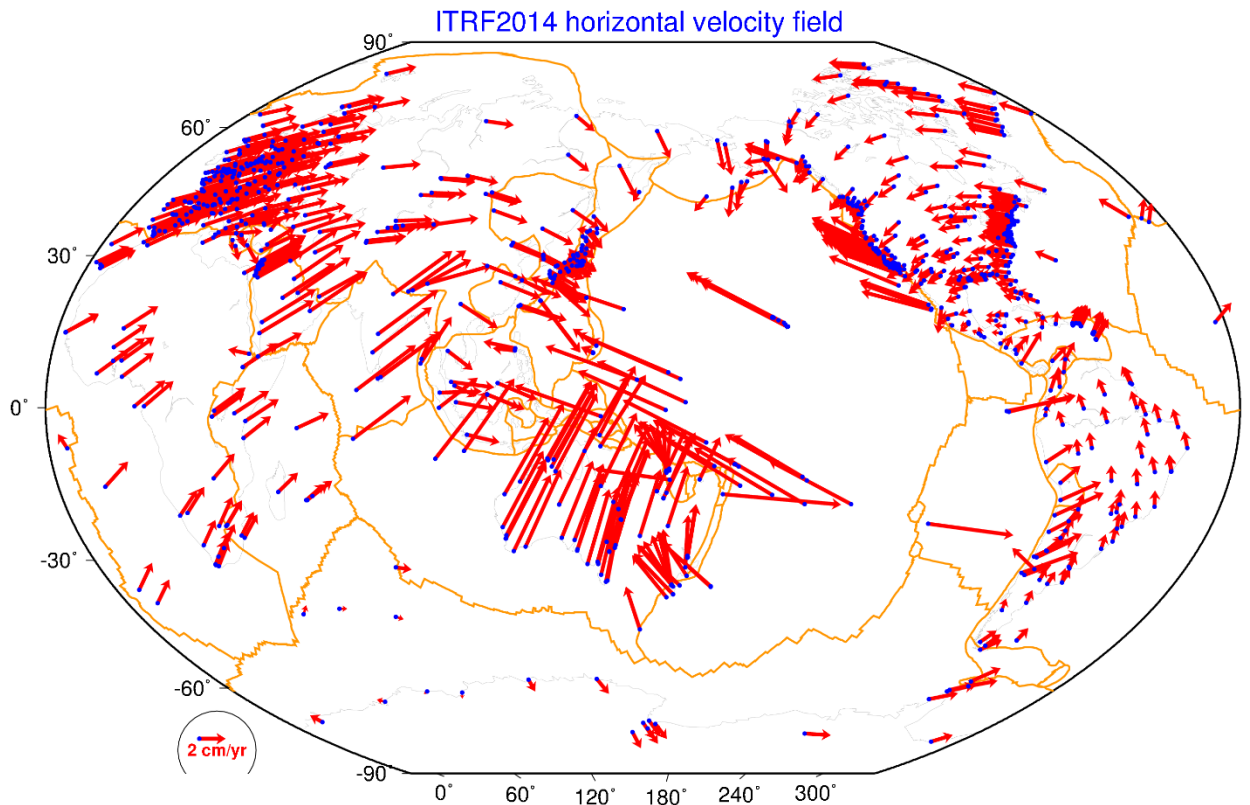


Рисунок 1.8. Поле горизонтальных скоростей ITRF2014.

Блоковое строение и широкое проявление разломной тектоники на рассматриваемой территории обязано неоднократному (от раннего протерозоя до кайнозоя) проявлению орогенных процессов. Долгоживущие протяженные системы разрывных нарушений разграничивают тектониты различного ранга: геоблоки, складчатые и орогенные системы, орогенные блоковые зоны. Выделяются также и многочисленные коровые слабо выраженные разломы.

На карте неотектоники северо-восточного сектора Азии (рис. 1.9) можно видеть, что для южной части исследуемого региона более характерна рассеянная внутриплитная сейсмичность, в то время как на северной части она изменяется на сосредоточенную сейсмичность трансформных границ. Амплитуда неотектонических вертикальных движений достигает максимальных значений в 1500 м на северном обрамлении изучаемой территории, и постепенно сокращается до 500 м на южном обрамлении.



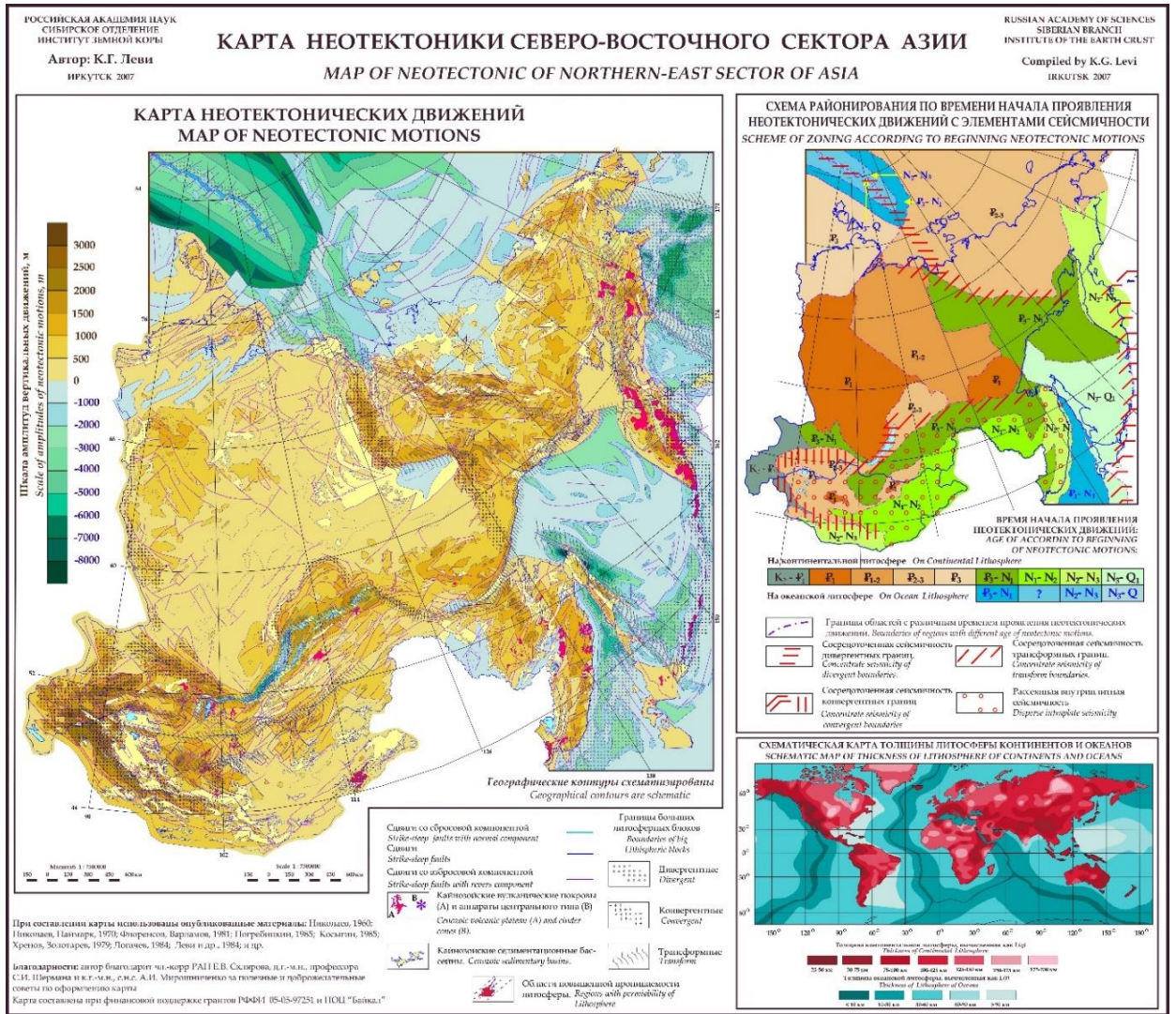


Рисунок 1.9. Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии [Леви, 2007].

На неотектоническом этапе доминирует диагональная система разломов различного ранга – северо-восточная и северо-западная, которой подчинена система субширотных и субмеридиональных нарушений.

Исследуемая территория характеризуется наличием множества сейсмоактивных разломов [Семенов, 2002]. Но, к сожалению, кинематика разломных зон и характер современных тектонических деформаций в пределах Верхнего Приамурья изучены недостаточно. Основная информация о сеймотектоническом режиме получена по данным о механизмах очагов землетрясений Олекмо-Становой и Тукурингра-Джагдинской зон [Имаева, Имаев, Козьмин, 2012].

Данные о современных вертикальных движениях [Современные движения земной..., 1978], полученные методами наземной геодезии, также не дают полного представления о происходящих деформационных процессах, а лишь отображают общую направленность тектонических процессов, где положительным морфоструктурам соответствуют скорости восходящих движений до 6 мм/год, а отрицательным опускания до 10 мм/год.

Современная морфоструктура исследуемого региона связана с плиоцен-четвертичными движениями [Живая тектоника, вулканы..., 1966] меньшей степени дифференциации по сравнению с Байкальской рифтовой системой. На новейшем этапе происходило образование крупных линейных поднятий (Янкан-Тукурингро-Джагдинское), межгорных депрессий (Верхне-Зейская) и аккумулятивно-денудационных равнин (Амуро-Зейская) [Николаев, Семенов, Солоненко, 1978]. Кайнозойские формации отрицательных тектонических структур достигают мощности 500–520 м в Верхне-Зейской впадине, 300–320 м на Амуро-Зейской равнине и не превышают 200 м во впадинах, приуроченных к Южно-Тукурингрскому разлому (Урканская, Деспская, Пиканская).

Согласно результатам проведенных в пределах Тукурингро-Джагдинской зоны геоморфологических исследований [Николаев, 1973], Южно-Тукурингрский разлом, по которому Монголо-Охотский складчатый пояс граничит с Аргунским массивом, смещает к западу (по типу левого сдвига) плейстоцен-голоценовые отложения в верховьях северных притоков р. Уркан. Для установленной максимальной амплитуды таких смещений в 0.8 км вычисленная средняя скорость таких смещений составляет 5–6 мм/год. Активность разломов северо-восточной ориентировки на юге исследуемой территории выражается смещением слоев четвертичных отложений на расстояние первые метры в террасовых и долинных комплексах р. Амур [Государственная геологическая карта..., 2009].

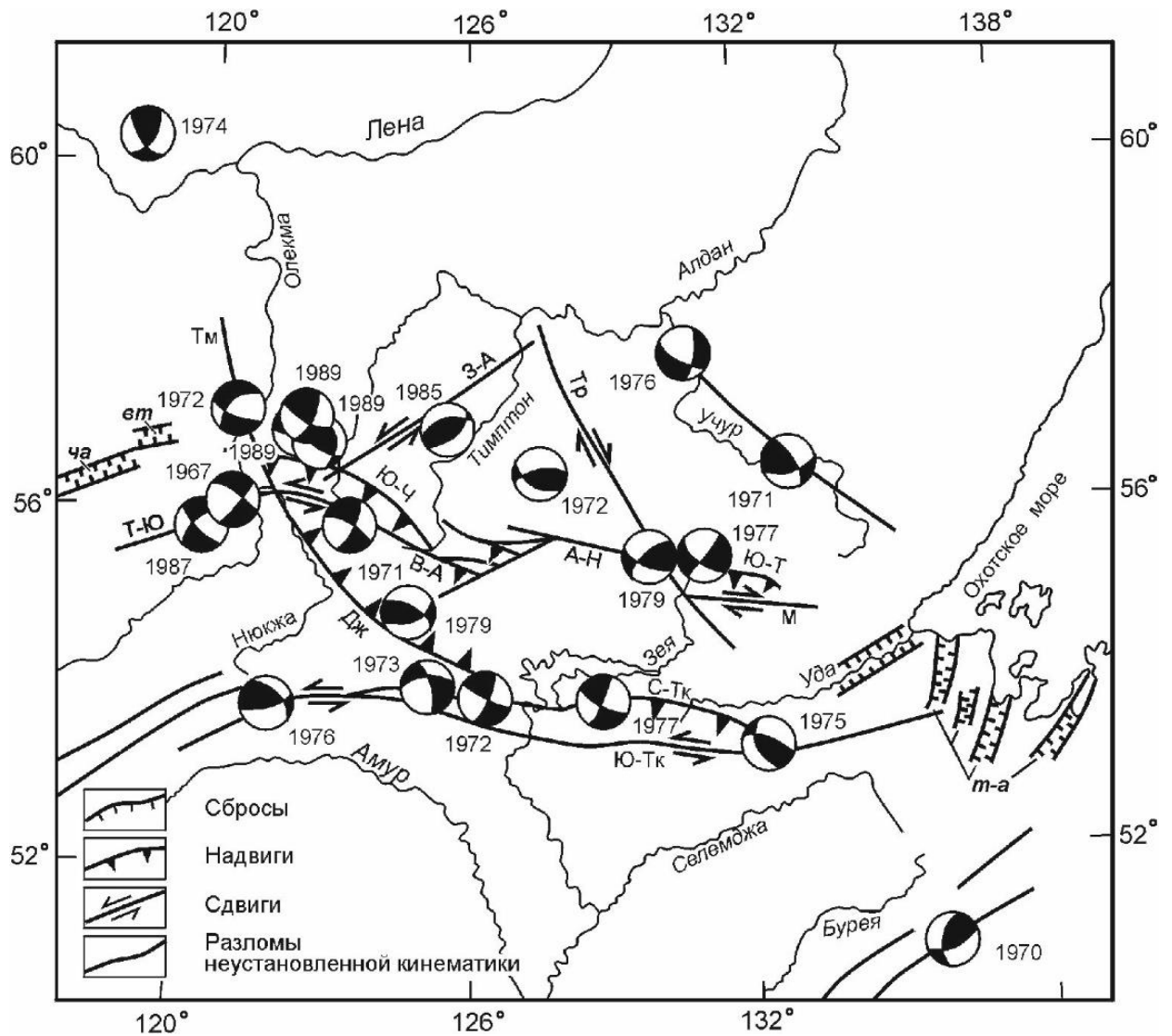


Рисунок 1.10. Сильные землетрясения в краевых частях Станового блока и их фокальные механизмы [Имаев и др., 2003].

В круговых диаграммах – механизм очагов землетрясений, рядом – год их возникновения. Белым цветом показана область действия напряжений сжатия, черным – растяжения. Сбросы: ограничивающие впадины Байкальского рифта (ча – Чарская, вт – Верхнетоккинская) и впадины вблизи Охотского моря (т-а – Тугуро-Амгунские). Надвиги и взбросы: Дж – Джелтулакский, Ю-Т – Южно-Токинский, Ю-Ч – Южно-Чульманский. Сдвиги: А-Н – Атугей-Нуямский, В-А – Верхнеалданский, З-А – Западно-Алданский, М – Майский (Авгенкурский), Тр – Тыркандинский, С-Тк – Северо-Тукурингрский, Ю-Тк – Южно-Тукурингрский, Т-Ю – Тас-Юряхский. Прочие разломы: Тк – Темулякитский.

Исследуемой территории соответствует высокий сейсмический потенциал расположенных здесь тектонических структур. Существуют исторические сведения [Семенов, 2002] о произошедших на изучаемой территории дольно сильных землетрясениях. В 1911 году в среднем течении р. Зeya произошло землетрясение, которое довольно сильно ощущалось на Зейской пристани (ныне г. Зeya). Сила толчков была

такова, что в деревянных домах появились трещины. В 1958 году в районе среднего течения р. Олекма произошли два девятибалльных землетрясения, Нюкжинское и Олекминское. За период инструментальных наблюдений зафиксированы несколько сильных землетрясений: Гилюйское – 13.06.1972 г. с магнитудой  $M=5.6$ , Зейское – 2.11.1973 г. с магнитудой  $M=5.5$ , Сковородинское – 11.10.2011 г. с магнитудой  $M=6.0$ . Механизмы очагов в большинстве случаев представлены сдвигами, иногда со взбросовой компонентой (рис. 1.10).

Случившееся 14 октября 2011 г. вблизи г. Сковородино Амурской области землетрясение магнитудой  $MLH=6.2$ , ощущавшееся в расположенных поблизости от эпицентра населенных пунктах с интенсивностью до 7 баллов по шкале MSK-64, стало самым сильным сейсмическим событием, произошедшем на территории Верхнего Приамурья за всю историю инструментальных сейсмологических наблюдений. Очаг землетрясения находился на глубине 18 км с эпицентром в точке с координатами  $54.05 \pm 0.09^\circ$  с.ш.,  $123.80 \pm 0.06^\circ$  в.д. Решение механизма очага представляет собой сдвиг с субвертикальными нодальными плоскостями ор на запад и на юг [Ханчук и др., 2012].

Неординарность этого события определяют следующие факторы: очень низкий коэффициент затухания макросейсмической интенсивности, эпицентр землетрясения смещен относительно закартированных выходов сегментов Южно-Тукурингрского разлома, отсутствие каких-либо разрушений объектов инфраструктуры в области эпицентра.

### **Выводы**

Исследуемый участок Амурской микроплиты с тектонической точки зрения представляет собой весьма незначительную область в пределах восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Среди уникальных особенностей данной области, которую в первом приближении можно описать как близширотное чередование сопряженных цепей поднятий и межгорных впадин, выделяется ее гетерогенное строение, связанное с неоднократно проявлявшимися здесь эпизодами коллизионных событий

процессов различной контрастности и интенсивности. Исследуемая в работе территория характеризуется сложным строением земной коры, ярко выраженной блоковой делимостью, повышенной сейсмичностью, развитой разломной сетью, где основным разломам соответствует сдвиго-взбросовый тип разрывных дислокаций.

## ГЛАВА 2. GPS ГЕОДЕЗИЯ КАК МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

### 2.1. Исторический обзор измерений современных тектонических движений

Первые сведения о том, что земная поверхность может испытывать поднятие или опускание, относятся к древним грекам и римлянам, обитавшим в высокоактивной с точки зрения современной тектоники области Средиземноморья. Однако оценить масштабы этих процессов и их скорость они не могли.

Первым определить знак и скорость современных движений предпринял попытку в XVIII в. знаменитый шведский естествоиспытатель А. Цельсий. Он сделал засечки на гранитных скалах шведского побережья Балтийского моря, чтобы наблюдать за колебаниями уровня моря относительно этих засечек. Но только в XIX в., по мере накопления данных по таким засечкам в Швеции и Финляндии было установлено постепенное поднятие северной части побережья Балтики и опускание южной.

В 1835 г. Чарльз Дарвин стал свидетелем сильного землетрясения близ города Консепсьон в Чили. Исследуя местность, он отметил, что береговая линия местами поднялась на несколько метров, обнажив моллюсков, пребывавших ранее под водой. Он также нашел морские окаменелости на высоте сотен метров над уровнем моря, что, как он посчитал, указывает на постепенное поднятие береговой линии.

17 мая 1882 г. произошло мощное землетрясение вблизи о. Суматра. В то же самое время Д. Мюллер выполнял там работы по триангуляционной съемке местности. При выполнении повторных измерений он зафиксировал смещения амплитудой порядка 2 м на одной из ветвей главного Суматрского разлома [Lohman, 2009].

В предгорьях Гималаев подобными исследованиями были выявлены деформации, сопровождавшие Ассамское землетрясение 1897 г. и Кангранское 1905 г. В 1915 г. Авезанское землетрясение в Италии также было зафиксировано ранними геодезическими исследованиями. В 1906 г. в Северной Америке произошло сильное землетрясение, которое разрушило большую часть города Сан-Франциско. Г. Рейд [Lohman, 2009],

используя три набора триангуляционных сетей, пересекающих разлом Сан Андреас, определил, что смещения по разлому достигали максимальной амплитуды приблизительно 3.2 м. На основании полученных данных он выдвинул теорию упругой деформации, в которой предположил следующие заключения: земная кора большую часть времени ведет себя как упругое твердое тело, перемещающееся как единое целое с постоянной скоростью. Во время землетрясений целостность земной коры нарушается и создаются условия для движения блоков относительно друг друга. В межсейсмический период на земной поверхности происходят медленные деформации, характер которых контролируется такими факторами, как относительная скорость блока, его мощность, жесткость и т.д. Сила возможного землетрясения в пределах разлома будет зависеть от протяженности и глубины эластичной зоны, а временной интервал между сейсмическими событиями контролируется величиной тектонических напряжений, накопившихся с момента их последней разрядки.

В середине XX в. по мере строительства железных дорог появилась необходимость периодического высокоточного нивелирования вдоль их линий для обеспечения безопасности движения, как следствие этого число проводимых наземных геодезических исследований резко увеличилось. Оказалось, что в большинстве случаев изменение отметок реперов со временем нельзя объяснить деформацией поверхности за счет экзогенных явлений, а также что они носят систематический характер. Результаты изучения современных вертикальных движений показали, что их скорости варьируют от долей до первых мм в год, иногда достигая значений первые см в год. Дополнительно было установлено, что направление смещений реперов обычно совпадает со знаком той структуры, на которой расположен репер. Это привело к выводу, что основной причиной смещения реперов являются движения земной коры [Хаин, Ломизе, 2005].

Однако в ряде районов знак движений и структур не совпадает, например, Прикаспийская впадина испытывает поднятие, а Урал, по сравнению с его непосредственным обрамлением, опускание. Также в ходе наземных геодезических

исследований было установлено, что скорость поднятия центральной части Украинского щита сопоставима со скоростями Кавказа (более 10 мм/год). Если предположить, что поднятие с такой скоростью шло хотя бы последний миллион лет, то оно должно было создать (без поправок на денудацию) горные сооружения высотой 10 км. Результаты нивелировок говорят о превышении на один-два порядка скорости современных движений по сравнению со скоростями, измеренными методом анализа мощностей и геоморфологическими методами. Такой парадокс можно объяснить либо ускорением движений в новейшую эпоху, либо их квазипериодическим характером с изменением знака движений [Хаин, Ломизе, 2005].

Результаты изучения горизонтальных движений показывают, что их скорость в большинстве случаев превосходит скорость вертикальных движений. Классическими методами наземной геодезии были установлены следующие скорости смещений: на Гармском полигоне, расположенном на стыке Памира и Тянь-Шаня, смещение Памира в сторону Тянь-Шаня происходило со скоростью около 2 см/год, Байкальское сводовое поднятие поднимается относительно Предбайкальского предгорного прогиба со скоростью до 2.5 мм/год, вертикальные движения на территории Кузбасса изменяются в пределах от  $-4$  до  $+6$  мм/год, в окрестностях г. Ташкента скорость относительного изменения высот реперов составляет порядка 10 мм/год, опускание земной поверхности в Чуйской впадине достигает 15 мм/год, в районе Алма-Атинского разлома, к северу от него репера испытывали восходящее движение со скоростью не более 6 мм/год, в то время как реперы, находящиеся на его южном крыле, испытывали поднятие со скоростью до 11 мм/год, на территории Донбасса современные вертикальные движения установлены со средними скоростями от 0 до 3–4 мм/год, там же установлено сжатие вдоль Французского надвига со скоростью порядка 1–2 см/год, преобладающая часть территории Эстонии поднимается со скоростью до 2.2 мм/год и лишь крайняя юго-восточная часть опускается со скоростью до 1 мм/год [Хаин, Ломизе, 2005; Современные движения земной..., 1978].



Дальнейший этап развития геодезических исследований связан с появлением космической геодезии, применение которой позволяло с большой точностью и на значительно больших расстояниях измерять смещения, как до, так и после землетрясений.

Использование космических геодезических методов для изучения геодинамических процессов началось с появления интерферометрии на сверхдлинной базе (VLBI – Very Long Base Interferometry) в начале 1970-х годов. Измеряя задержку во времени прихода сигнала от далеких небесных объектов, расстояния между станциями, удаленными на сотни километров друг от друга, могут быть получены с миллиметровой точностью. В настоящее время в мире насчитывается более 100 таких станций.

Другой метод, который стал доступен с начала 1970-х годов – это спутниковая лазерная локация (SLR – Satellite Laser Ranging). Как следует из названия, этот метод определяет расстояние до спутника путем измерения полного времени пути светового импульса от источника до спутника и обратно. На данный момент в мире действует около 60 подобных станций.

Окутавшие планету станции интерферометрии со сверхдлинной базой (VLBI) и спутниковой лазерной локации (SLR) позволили в течение 80-х годов прошлого века впервые выявить относительные движения отдельных тектонических плит и создали условия для полномасштабного развертывания глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Тем не менее, обширное применение методов VLBI и SLR в геодинамических исследованиях затрудняется в силу отсутствия их мобильности, высокой стоимости и сложности эксплуатации.

Преимущество ГНСС методов над остальными заключается в том, что они могут использоваться как в непрерывном режиме, когда длительные наблюдения выполняются на постоянно действующих станциях, что позволяет достигать значения самой высокой точности и улавливать кратковременные деформации, так и в режиме полевых кампаний, в ходе которых периодически повторяющиеся кратковременные измерения проводятся на реперных пунктах геодезической сети. Первыми крупными землетрясениями, изученными

с использованием ГНСС, стали землетрясения в Калифорнии с магнитудами  $M=6.6$  1987 г. –и  $M=7.1$  1989 г [Lohman, 2009].

С того времени постоянно растет объем данных о движениях земной коры в ходе подготовки и разрядки землетрясений. Стоит отметить, что практически любое сейсмическое событие с магнитудой выше 7 сопровождается определенными резкими изменениями рельефа земной поверхности. В зависимости от геодинамической обстановки, скорости взаимного смещения, мощности и геологического строения блоков, магнитуды и глубины гипоцентра сейсмического события, амплитуда максимальных косейсмических подвижек может весьма различаться.

Примеры зарегистрированных методами космической геодезии косейсмических смещений:

- Олюторское землетрясение на Камчатке 20 апреля 2006 г. с магнитудой  $M=7.6$  – максимальное горизонтальное смещение – 3.2 м [Levin et al., 2010].
- Землетрясение Тохоку в Японии 11 марта 2011 г. с магнитудой  $M=9.0$  – максимальное горизонтальное смещение – 4 м, вертикальное – 0.6 м [Shestakov et al., 2012]
- Кашмирское землетрясение в Индии 8 октября 2005 г. с магнитудой  $M=7.6$  – амплитуда смещений 26 см [Verma, Bansal, 2012].
- Суматринское подводное землетрясение, произошедшее в Индийском океане 24 декабря 2004 г. с магнитудой  $M=9.1$  – горизонтальные смещения до 6.6 м, вертикальные до 2 м [Verma, Bansal, 2012].

Точные данные о положении и характере деформаций земной коры позволили исследователям приступить к изучению того, как отдельные землетрясения соотносятся с окружающим рельефом местности, позволяя таким образом перейти к оценке возможных интервалов повторения значимых сейсмических событий.

## 2.2. Общие сведения о системе GPS

Глобальная спутниковая навигационная система GPS была разработана министерством обороны США для обеспечения в первую очередь воинских потребителей информацией о месте положения и точном времени в любое время суток, в любой точке земного шара и в любых погодных условиях. Первый GPS спутник был запущен на орбиту в 1978 г. [Антонович, 2005].

Космическая группировка GPS спутников номинально состоит из 24 аппаратов, однако на околоземной орбите находятся также и несколько дополнительных (запасных) спутников. Спутники располагаются на 6-ти орбитальных плоскостях с наклоном 55 градусов на среднем расстоянии 20.2 тыс. км от Земли, период их обращения составляет около 12 часов, таким образом, каждый из них пролетает над заданной на земной поверхности точкой один раз за звездные сутки, которые примерно на 4 минуты короче солнечных. При полном составе орбитальной группировки (24 спутника в 6-ти орбитальных плоскостях, наклоненных на 55 градуса к экватору) на любой точке на поверхности Земли в любое заданное время и при условии открытого горизонта должны быть доступны сигналы от 4 до 10 спутников. Каждый спутник с момента своего восхода до заката остается видимым наблюдателю в течение примерно пяти часов [Herring et al., 2018].

Основная идея спутникового позиционирования состоит в том, что по времени прохождения сигнала от орбитального спутника до наземного приемника можно определить расстояние между ними. Такое определение, в свою очередь, возможно благодаря поддержанию высокоточного времени общепринятого стандарта. Время, используемое в GPS, определяет обсерватория военно-морских сил США. Согласно техническим требованиям, время GPS не должно отличаться от всемирно координированного времени больше чем на 1 микросекунду. Различие в ходе внутренних часов приемника и спутника, связанное с нестабильностью хода часов, называется «ошибкой часов» и учитывается при обработке GPS данных [Антонович, 2005].

GPS спутники передают сигналы на двух несущих частотах обозначаемых L1 (1575.42 МГц) и L2 (1227.6 МГц), являющимися производными от атомной частоты гетеродина на спутнике. На частоте L1 модулируется «грубый» код C/A, «точный» код P модулируется на обеих частотах. Так же на обеих частотах модулируется и навигационное сообщение, состоящее из информации об: орбитах спутников, часах (показания часов спутника и их отклонение от единого GPS времени), исправности спутника и состоянии ионосферы. Наблюдаемое расстояние или «псевдодальность» между антеннами приемника и спутника рассчитывается путем умножения времени пройденного с момента отправки сигнала до его получения на скорость света. Термин «псевдодальность» используется потому, что время, используемое в вычислениях, включает в себя смещения хода часов как на спутнике, так и на ресивере, а также всевозможные другие отклонения, возникающие при прохождении сигнала, таким образом, вычисляемое по сигналу расстояние не равно истинному геометрическому расстоянию между спутником и приемником. Приемники обычно имеют разрешающую способность около 1% от длины соответствующего кода (293 м для C/A кода и 29,3 м для P кода), что вызывает неопределенность в измеренном расстоянии 3 м и 30 см для соответствующих кодов [Herring et al., 2018].

Для вычисления расстояния между спутником и приемником используется также сигнал несущей, в этом случае число циклов несущей (в большинстве случаев не являющееся целым) умножается на ее длину волны. Однако приемник может регистрировать только фазу поступившего на него сигнала, а не количество уложившихся на пути полных циклов несущей («численная неоднозначность»). Для вычисления точного значения количества полных циклов используются специальные математические методы, получившие названия первых и вторых разностей. В первом методе формируется разность фаз сигналов от 2-х спутников на одном приемнике или разность фаз сигналов одного от спутника на 2-х приемниках, соответственно выясняется начальная фаза приемника или

спутника. Во втором методе одновременно получают разности сигналов от 2-х спутников и 2-х приемников, разрешая тем самым численную неоднозначность [Herring et al., 2018].

Пространственное расположение спутников в любое заданное время задается их орбитальными параметрами. Движение спутника может быть описано набором шести начальных условий (положением и скоростью в Декартовой системе координат, или Кеплеровскими параметрами) и моделью сил, действующих на спутник по маршруту его траектории. Чтобы точно смоделировать движение спутника, необходимо учитывать возникающие при его движении ускорения, вызываемые гравитационным притяжением Солнца и Луны, а также набором куда более значимых факторов, таких как: неоднородность гравитационного поля Земли, давление солнечного излучения, выброс газов аккумуляторами космического корабля и его системой ориентации. Для GPS спутников негравитационные силы являются самыми трудными в своем моделировании, и выступают предметом серьезных научных исследований на протяжении последних 20 лет [Herring et al., 2018].

В принципе, траектория может быть образована как аналитическими выражениями, так и численным интегрированием уравнений движения; практически же, в расчетах почти всегда удобней использовать численное интегрирование, т.к. оно является достаточно точным и одновременно весьма простым в использовании. Положение спутника как функция времени в таком случае считывается из таблицы (эфемерид), образованной численным интегрированием. Эта информация передается спутником через навигационные сообщения, однако еще более точная орбитальная информация (с максимальным учетом всех параметров орбит спутников), используемая для научных целей, становится доступной спустя некоторое время на электронных хранилищах международной ГНСС службы IGS.

Если положение спутников задано с высокой точностью и измерены расстояния как минимум до 4 спутников, могут быть найдены пространственные координаты (север-юг, восток-запад, высота) антенны приемника. Четыре спутника необходимы для того,

чтобы вычислить трехмерные координаты приемника и установить смещение часов на спутниках и приемнике. Чем от большего числа спутников получен сигнал, тем выше точность позиционирования.

Основные источники погрешностей при выполнении GPS наблюдений можно разделить на три группы:

1. Методические погрешности, связанные с точностью математических моделей движений КА и описанием их сигналов.
2. Инструментальные погрешности, источником которых служат несовершенство радионавигационной аппаратуры.
3. Инвариантные, которые проявляются вследствие различных условий прохождения сигнала.

Вышеприведенные источники погрешностей в своей совокупности придают каждому измерению некоторую неопределенность, с устранением которой связана вся история применения навигационной системы GPS в геодинамических исследованиях, насчитывающая на данный момент около 30 лет. В течение всего этого времени происходило постоянное развитие как технологической, так и методологической баз.

В частности, каждый год выпускаются новые модели потребительского сегмента, в которых постоянно улучшается качество приема спутникового сигнала. Раз в несколько лет обновляется спутниковая группировка. Новые поколения спутников за счет использования на них более надежных и стабильных гетеродинов поставляют потребителям более точный сигнал. Развивается система наземного слежения и контроля, позволяющая точнее отслеживать траектории космических аппаратов и соответственно выдавать потребителям все более точные эфемериды спутников. Увеличение производительности компьютерной техники позволяет применять все более сложные алгоритмы математической обработки полученных потребителем данных. Расширение сети станций международной ГНСС службы позволяет исследователям связывать результаты своих локальных и региональных решений с глобальными решениями,

охватывающие целые материки. Таким образом, всё вышеперечисленное создает условия для организации все новых локальных геодинамических полигонов на наиболее интересных с тектонической точки зрения участках поверхности планеты.

Наиболее значимым с точки зрения практического применения аспектом изучения современных смещений земной поверхности является установление степени риска возникновения природных катастроф сейсмической природы на участках, особо подверженных деформационным процессам.

### **2.3. Обзор кинематических характеристик взаимодействия литосферных плит на их различных участках, полученных по данным GPS наблюдений**

Современная геодинамика является комплексной дисциплиной, сочетающей в себе знания многих наук о земле: геологии, геофизики, геодезии и др. Основной для изучения происходящих в настоящее время движений и деформаций земной поверхности выступают высокоточные геодезические измерения. На современном этапе космическая геодезия в силу своих неоспоримых преимуществ выполняет основную роль в получении количественных данных о современных движениях земной коры, связанных с землетрясениями, постсейсмическими и межсейсмическими деформациями, медленными сдвиговыми смещениями, вулканическими и криповыми процессами, движением тектонических плит. Однако только совместный анализ геодезических, геологических, геофизических и других данных дает возможность объективно описать происходящие в данный момент геодинамические процессы.

Совместная работа распределенных центров обработки данных Глобальных Навигационных Спутниковых Систем (ГНСС) привела к созданию международной наземной системы отсчета (ITRF – International Terrestrial Reference Frame), отображающей планетарный характер движений земной коры и являющейся базисом для совмещения глобальных и региональных решений. Это послужило одним из главных факторов, стимулировавших активное внедрение в геодезию методов высокоточных спутниковых измерений, и последующее вытеснение ими классических методов. Как

результат, регионы с высокой тектонической активностью стали оборудоваться геодезическими сетями, а уже существующие на тот момент геодезические сети стали расширяться и уплотняться [Антонович, 2005].

В совокупности с улучшением технических характеристик используемого оборудования и совершенствованием методик обработки GPS данных всё вышеперечисленное позволяет с максимально достижимой на современном этапе развития науки и техники точностью отслеживать взаимные перемещения пунктов геодезической сети.

Приведем примеры зарегистрированных методами GPS геодезии скоростей смещений земной поверхности на различных участках.

Типичные скорости смещения для крупных разломов Тибетского нагорья приходятся на диапазон 6–18 мм/год, постепенно уменьшаясь с удалением от последнего к восточной части Китая, где их значения не превосходят 1–4 мм/год [Wang, Yang, Wang, 2009; Wang et al., 2008].

На территории Непала зарегистрировано сближение блоков земной коры, достигающее 18 мм/год, преобразующееся во внешних Гималаях в сдвиговые смещения со скоростью до 20 мм/год [Verma, Bansal, 2012], в то время как средняя скорость движения Непала в целом относительно тибетского блока составляет 11 мм/год. Активные деформационные процессы на территории расположенного севернее Тянь-Шаня характеризуются близмеридиональным сжатием с максимальными скоростями, достигающими 18–20 мм/год [Wang et al., 2007]. В районах Монгольского и Гобийского Алтая скорости значительно убывают и составляют обычно первые мм/год при также доминирующем поле напряжений близмеридионального сжатия, но уже со значительной сдвиговой компонентой. Причем при доминирующем типе вращения тектонических блоков по часовой стрелке здесь выделены несколько блоков с обратным движением [Lukhnev et al., 2010].



Для Киргизского полигона, расположенного в зоне торшения литосферы и генетически связанного с Индо-Евразийской коллизией, установлена скорость смещения Таримского блока относительно Казахской платформы порядка 20 мм/год [Levi, Sherman, San'kov, 2009].

В районе п-ова Камчатка относительное движение Северно-Американской плиты и Берингийской микроплиты имеет характер правого сдвига со скоростью около 15 мм/год [Levin et al., 2010], в то время как скорость сближения Охотоморской и Тихоокеанской плит составляет приблизительно 51 мм/год [Мирошниченко и др., 2008]. Индийская плита смещается относительно плиты Сунда со скоростью 40 мм/год. Австралийская плита надвигается на севернее расположенную Суматру со скоростью 50 мм/год [Verma, Bansal, 2012]. Скорость сближения Филиппинской и Евразийской плит оценивается в 80 мм/год [Chen et al., 2013].

Скорость сближения Аравийской и Евразийской плит в меридиональном направлении составляет приблизительно 25 мм/год [Nilforoushan et al., 2003]. Меридиональное схождение Африканской и Евразийской плит оценивается в 5 мм/год, это значение в 2 раза меньше предсказанного по модели NNR-NUVEL-1A, что говорит о неотъемлемом значении GPS геодезии в определении кинематики именно современного этапа развития тектонических процессов [Badawy, 2005].

В областях развития современного континентального рифтогенеза для Байкальской рифтовой системы установлена скорость дивергенции Сибирского и Забайкальских блоков  $3.4 \pm 0.7$  мм/год [Саньков и др., 2009], при том, что средние значения скоростей увеличиваются от 3.0 мм/год в северной части Южно-Байкальской впадины до 6.5 мм/год – в Баргузинской [Sankov, 2014]. Для Восточно-Африканской рифтовой системы максимальные скорости раскрытия составляют 4.7–6.7 мм/год [Nocquet, Willis, Garcia, 2006].

Более стабильные участки земной поверхности, такие как древние платформы или кратоны, характеризуются очень незначительными скоростями деформации, обычно не

превосходящими первые миллиметры в год. Для Сино-Корейской платформы скорости относительных движений не превосходят 3 мм/год [Jin, Li, Park, 2006], подобные результаты получены и для Индийского щита, где скорости не превышают 4 мм/год [Verma, Bansal, 2012]. На восточном фланге Амурской плиты в районе Центрально-Сихотэ-Алинского разлома установлены скорости сдвиговых смещений с наличием растяжения, достигающих первых мм/год [Тимофеев и др., 2008].

### **Выводы**

Начиная с эпохи античности человечество имело представление о том, что земная поверхность способна к движениям. По мере развития науки и техники было установлено, что скорость этих движений, в зависимости от преобладающего типа геодинамической обстановки, может весьма варьироваться. На сегодняшний день основным методом для изучения смещений земной поверхности, как на глобальном, так и на региональных, и локальных уровнях является космическая геодезия. Ее основным инструментом по совокупности своих характеристик выступает GPS-геодезия. Именно бурное развитие последней позволило получить точные оценки скорости современных тектонических процессов на различных участках литосферных плит.

### ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ВЕРХНЕАМУРСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

#### 3.1. Материалы и методы исследования

Бурное развитие в последние десятилетия микроэлектроники и вычислительной техники сделало возможным создание малогабаритных и относительно недорогих решений для производства высокоточных геодезических работ, основанных на методах GPS-геодезии. В последнее время именно она стала основным инструментом для изучения современных движений земной поверхности. Оценка последних является необходимой базой для установления геодинамических параметров взаимодействия тектонических единиц как в глобальном масштабе (литосферные плиты), так и на локальном уровне делимости литосферы (разломно-блоковые структуры). Другими маркерами геодинамической активности выступают сейсмичность, вариации геофизических полей, флюидо- и газодинамика.

Данные о современных движениях земной коры на территории Верхнего Приамурья имеют важное значение для определения механизмов коллизионного взаимодействия литосферных плит во внутриконтинентальных областях и напрямую связаны с безопасностью ведения хозяйственной деятельности.

На территории Верхнего Приамурья геодинамический GPS полигон был заложен в 2007 г. и первоначально состоял из 8 пунктов наблюдений, с этого времени количество пунктов и их пространственное распределение постоянно увеличивается (в настоящее время общее количество пунктов наблюдений – 22). Пункты наблюдений представляют собой участки земной поверхности (обычно скальные выступы или бетонные основания), на которых в пробуренное отверстие зацементирован специальный маркер в виде стержня из легированной стали. Участки, на которых устанавливаются репера, подбираются таким

образом, чтобы исключить влияние склоновых, криогенных и оползневых процессов, на достаточном удалении от объектов инфраструктурной деятельности.

Геодинамический полигон на территории Верхнего Приамурья простирается в субширотном направлении от точки ERO1 с координатами 121.96 °в.д., 53.96 °с.ш. до точки ZEY1 127.25 °в.д., 53.75 °с.ш. и в субдолготном от точки MAGD 125.80 °в.д., 53.47 °с.ш. до точки STAN 124.87 °в.д., 56.05 °с.ш. (координаты даны в системе WGS-84). Основными трудностями при организации полигона являлись: недостаточно развитая транспортная сеть, затрудняющая доставку оборудования к точкам наблюдения, весьма незначительное количество выходов коренных пород, а также выветренность последних. Исходя из этих ограничений и высокой степени залесенности реперные пункты неравномерно распределены по площади полигона.

Измерения на реперных пунктах выполнялись 1 раз в год, для минимизации влияния сезонных отклонений на точность позиционирования все полевые кампании проводились в течение августа-сентября. В большинстве случаев продолжительность наблюдений на одной точке составляла не менее 36 часов, что обеспечивает возможность обнаружения и удаления значительно отклоняющихся от интервала допустимых значений данных. Последнее может быть вызвано как плохой производительностью принимающего сигнал оборудования, так и экстремальными условиями прохождения сигнала через ионосферу и атмосферу, а также другими непредсказуемыми факторами. Измерения проводились приемниками Ashtech Z-Extreme, оснащенными антеннами с улучшенными показателями подавления помех типа choke ring. Запись информации приемниками осуществлялась с 30-ти секундным интервалом, что является общепринятым мировым стандартом для проведения полевых работ, т.к. ошибки фазовых измерений обычно распространяются на временные интервалы в несколько минут [Herring et al., 2018].

В результате измерений создавался файл, в котором находились следующие типы наблюдений: L1 и L2 – фазовые измерения на несущих частотах (в циклах), C1 – значение псевдодальности вычисленное по C/A коду (в метрах), P1 и P2 – значение

псевдодальности вычисленное по P-коду двух несущих частот (в метрах), S1 и S2 – значение сигнал/шум для двух несущих частот.

Данные измерений обрабатывались программным пакетом GAMIT/GLOBK, разработанным в Массачусетском Технологическом Институте.

Процедура обработки данных состоит из нескольких этапов (рис. 3.1). На первом этапе осуществляется подневная обработка данных полевых наблюдений с привлечением глобальных данных, включающих в себя: точные эфемериды спутников, параметры ориентации земли EOP (Earth Orientation Parameters), предоставляемые международной службой вращения земли IERS (International Earth Rotating Service), таблицы нутации стандарта (IERS/IGS), лунные и солнечные эфемериды, таблицы отклонения системного времени GPS от всемирного координированного времени UTC (Coordinated Universal Time), смещения для кодовых измерений P1-C1 и P1-P2, таблицы гравитационных приливных эффектов, деформирующих земную кору с амплитудой, достигающей у полюсов 10 см [Permanent components of the crust, geoid and ocean]. Моделирование тропосферной задержки сигнала осуществлялась на 2-х часовых интервалах. Минимальный угол восхождения спутника (угол отсечки) над горизонтом принимался за 10 градусов. Также на этом этапе обработки использовались RINEX (Receiver Independent Exchange Format) файлы станций международной сети IGS (International GPS Service), полученные с ftp сервера [cddis.gsfc.nasa.gov](http://cddis.gsfc.nasa.gov). Эти данные необходимы для последующего объединения региональных данных с данными глобальных станций мировой IGS сети, входящих в систему отсчета ITRF2014. Выбор системы отсчета обусловлен пространственным размещением GPS пунктов, а также задачами исследования, и в зависимости от этих условий движения изучаемого региона в целом определяются либо в ITRF, либо относительно тектонически однородных блоков.

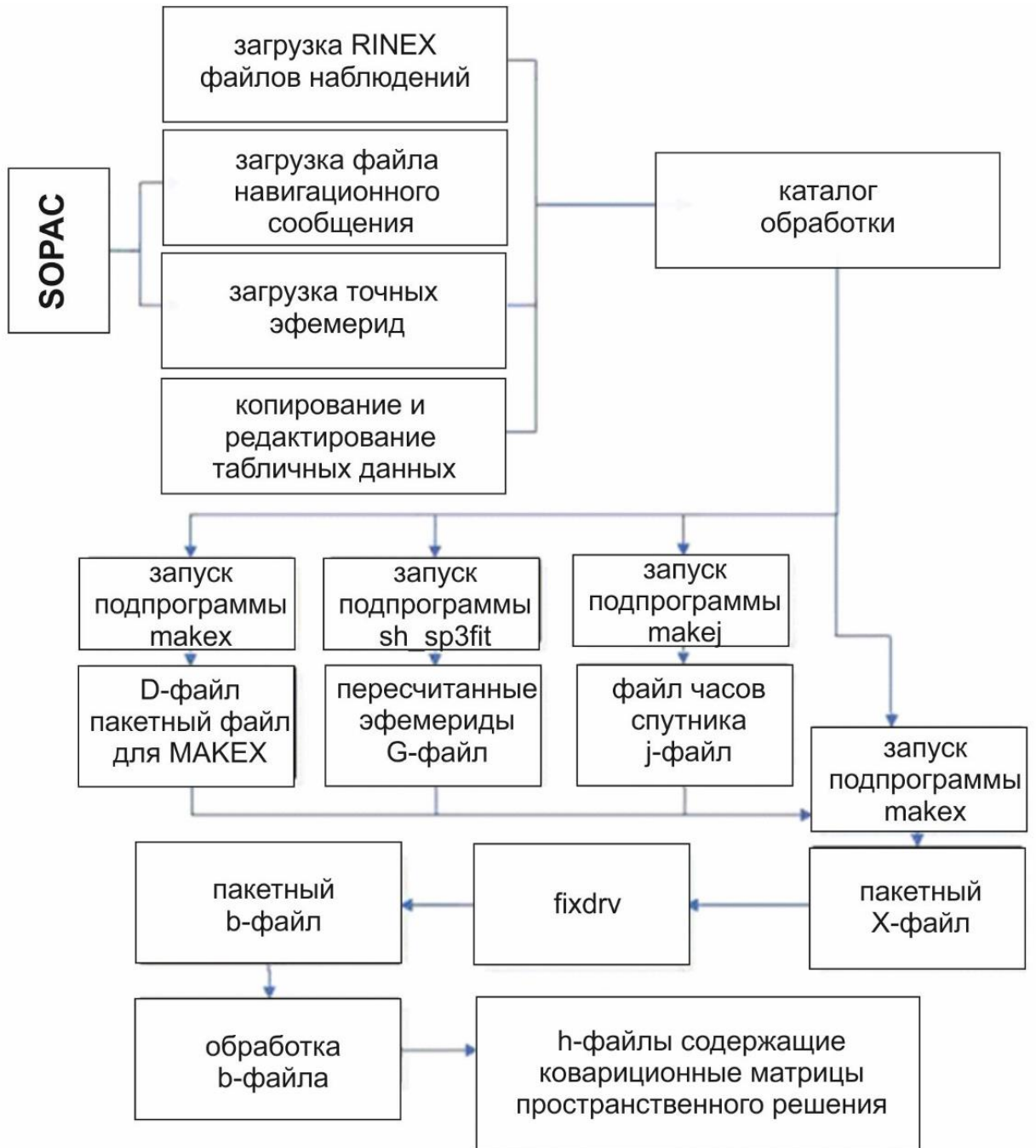


Рисунок 3.1. Схематическое изображение информационных потоков в программе GAMIT.

На следующем этапе посуточные данные (вычисленные координаты пунктов) группировались с помощью программы GLOBK в объединенные h-файлы, каждый из которых содержит ковариационную матрицу и откорректированные значения априорных параметров.

На заключительном этапе объединялись обработанные данные полевых измерений за несколько лет для получения окончательного решения в виде скоростей смещений пунктов. Для вычисления скоростей, как упоминалось выше, была использована система отсчета на основе данных о положении и скоростях не менее 20 IGS станций, принадлежащих различным участкам взаимодействующих плит. Реализация системы отсчета осуществлялась через "обобщенные ограничения", при которых во время определения смещения, вращения и масштаба (параметры Гельмерта) корректировки координат минимизируются точками, определяющими систему отсчета. При таком подходе все опорные точки открыты для регулировки (отсюда и выявление плохих данных или координат) и каждая система отсчета, реализованная с конкретным набором опорных точек, будет отличаться от системы с другим набором только в смещении, вращении и масштабировании, с отсутствием каких-либо внутренних искажений. Последнее достигается с помощью специального итерационного алгоритма, основная функция которого состоит в исключении на каждом шаге итерационного процесса пунктов, для которых отклонение от априорных значений превышает установленную величину [Herring et al., 2018].

### **3.2. Результаты исследований**

В результате обработки полевых данных получены временные ряды, характеризующие изменение во времени координат пунктов геодезических наблюдений (Приложение).

Также было получено векторное поле скорости смещений пунктов геодинамического полигона Верхнего Приамурья (рис. 3.2, табл. 3.1). Стрелками показаны направления векторов, а их величины соответствуют значению скорости смещения, эллипсы на концах стрелок показывают доверительный интервал с вероятностью 95%.

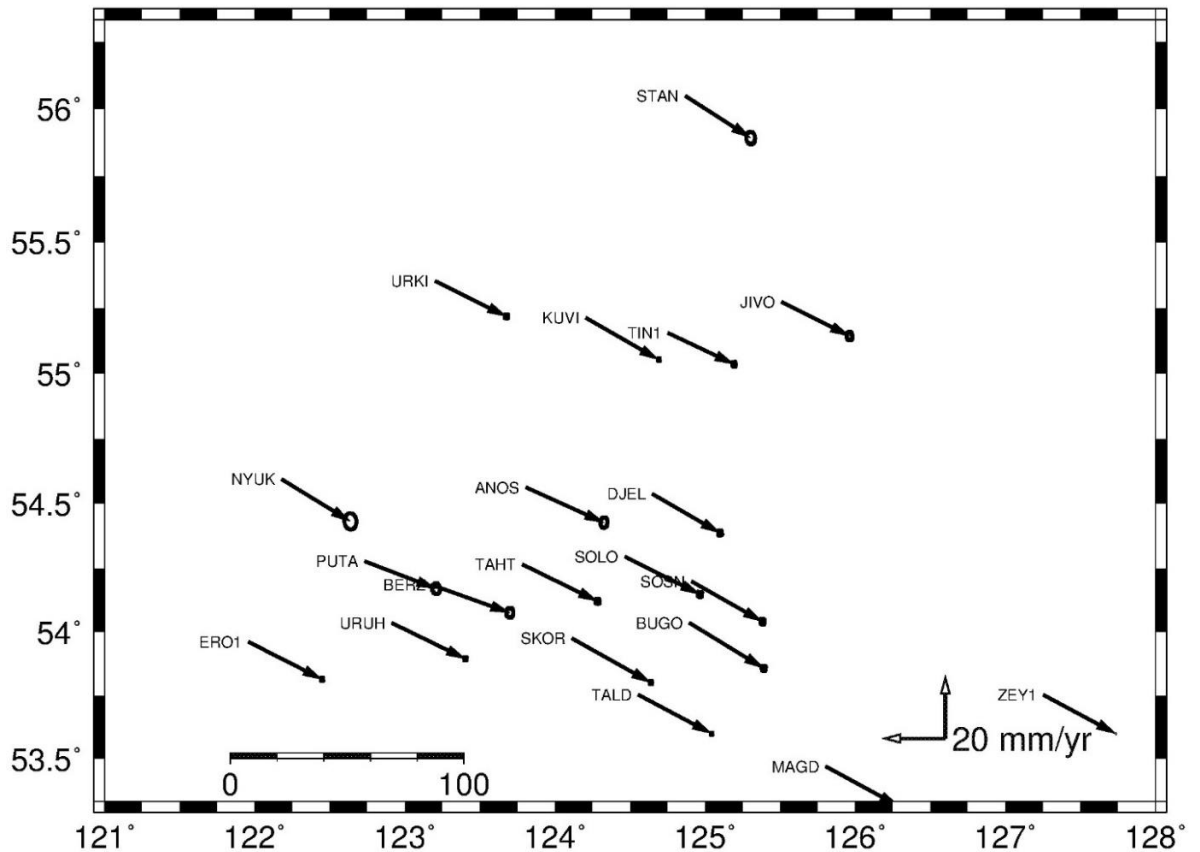


Рисунок 3.2. Векторное поле скорости смещений пунктов геодинамического полигона Верхнего Приамурья в системе координат ITRF2014.

Таблица 3.1. Скорости смещений пунктов геодинамического полигона Верхнего Приамурья в системе координат ITRF2014.

Долгота гр. в.д.	Широта гр. с.ш.	Скорость на восток ( $V_e$ ) мм/год	Скорость на север ( $V_n$ ) мм/год	$V_e$ +/- мм/год	$V_n$ +/- мм/год	Название пункта
127.25	53.75	22.58	-12.36	0.12	0.15	ZEY1
125.80	53.47	23.89	-12.27	0.22	0.29	MAGD
125.51	55.27	21.33	-10.73	0.38	0.54	JIVO
124.91	54.20	22.19	-12.97	0.26	0.37	SOSN
124.89	54.04	23.30	-14.58	0.27	0.35	BUGO
124.87	56.05	22.71	-14.15	0.57	0.80	STAN
124.75	55.16	21.66	-9.73	0.21	0.28	TIN1
124.65	54.54	22.34	-12.66	0.26	0.33	DJEL
124.55	53.75	23.87	-12.29	0.09	0.12	TALD
124.46	54.29	24.46	-11.99	0.28	0.34	SOLO
124.20	55.21	23.69	-13.40	0.11	0.15	KUVI
124.11	53.98	25.73	-14.06	0.16	0.20	SKOR
123.81	54.56	24.49	-11.34	0.46	0.69	ANOS
123.78	54.26	23.68	-11.78	0.26	0.34	TAHT
123.20	55.35	22.43	-11.02	0.22	0.29	URKI
123.18	54.18	24.50	-9.37	0.45	0.64	BERZ
122.91	54.04	24.23	-11.56	0.15	0.20	URUH
122.73	54.28	22.68	-8.59	0.50	0.70	PUTA
122.18	54.59	21.67	-13.41	0.78	1.05	NYUK
121.96	53.96	23.46	-11.57	0.11	0.14	ERO1



Примечание. Координаты приведены в системе отсчета WGS-84. Ошибки измерений вычислены на 95% доверительном уровне

### **Выводы**

В главе приводится описание положения и структуры изучаемого геодинамического полигона. Описывается приборная и методологическая основа, использованная для получения данных GPS-измерений. Изложены особенности обработки данных GPS-измерений программным комплексом GAMIT/GLOBK.

Приведены результаты обработки данных GPS-измерений в виде временных рядов, характеризующих изменение во времени координат пунктов геодезических наблюдений, и векторного поля скоростей в системе координат ITRF2014.

## ГЛАВА 4. КИНЕМАТИКА ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

### 4.1 Общая кинематика исследуемого полигона

Евразийская плита состоит из целого ансамбля микроплит и блоков, скорость и направление движений которых зачастую не совпадают с остальной частью континента. Стоит отметить, что для литосферы, кроме ее приповерхностной части, более выгодны горизонтальные подвижки, т.к. они не требуют затрат на преодолении сил гравитации. Таким образом, величина горизонтальных перемещений, как правило, намного превосходит наблюдающиеся вертикальные подвижки [Леви, Шерман, Саньков, 2009].

Полученные в работе [Sankov, 2014] оценки смещения Амурской плиты устанавливают ее перемещение в юго-восточном направлении относительно Евразийской со скоростью около 2 мм/год. С одной из сил, вызывающих это перемещение, связывается долговременный масштабный подъем верхнемантийного вещества, вызывающий дивергенцию Северной Евразии и Амурской плиты, с образованием Байкальской рифтовой системы.

В целом относительно общеземной системы отсчета исследуемый регион смещается на ЮВВ со скоростями 24–30 мм/год и представляет в первом приближении единую структуру. Однако разница в скоростях между близко расположенными точками указывает на довольно высокую современную активность перемещений тектонических блоков между Тукурингрской и Джелталукской разломными системами.

Для области к югу от Станового разлома в земной коре установлены разнонаправленные наклонные границы геологических тел [Шевченко, Каплун, 2007], что говорит о смене направления приложения тектонических сил или изменении режима схождения Евразийской и Амурской плит. Такие изменения, возможно, обусловлены возникновением сил, повлекших за собой раскрытие Байкальского рифта. О происхождении этих сил в научном сообществе нет единого мнения [Саньков и др., 2011], некоторые исследователи считают, что возникновение БРС обусловлено коллизионным

взаимодействием Индийской и Евразийской плит, другие на первый план выставляют подъем горячего мантийного вещества, третьи пытаются в своих моделях совместить обе гипотезы.

Структуры Селенга-Станового и Джугджуро-Станового блоков (рис. 4.1) разделены Джелтулакской шовной зоной, протягивающейся на северо-запад от хребта Тугурингра к отрогам хребта Удокан. Разделяемые шовной зоной блоки отличаются не только геологическим строением, но и пространственной ориентацией тектонических структур. Так, в Джугджуро-Становой блок сложен, в основном, архейскими гнейсами, позднеархейскими и протерозойскими гранитами веерообразно расходящимися в северо-западном направлении, тогда как Селенга-Становой блок образован за счет неоднократных эпизодов развития гранитоидного магматизма при общем северо-восточном направлении слагающих его структур [Горошко, Каплун, Малышев, 2010].

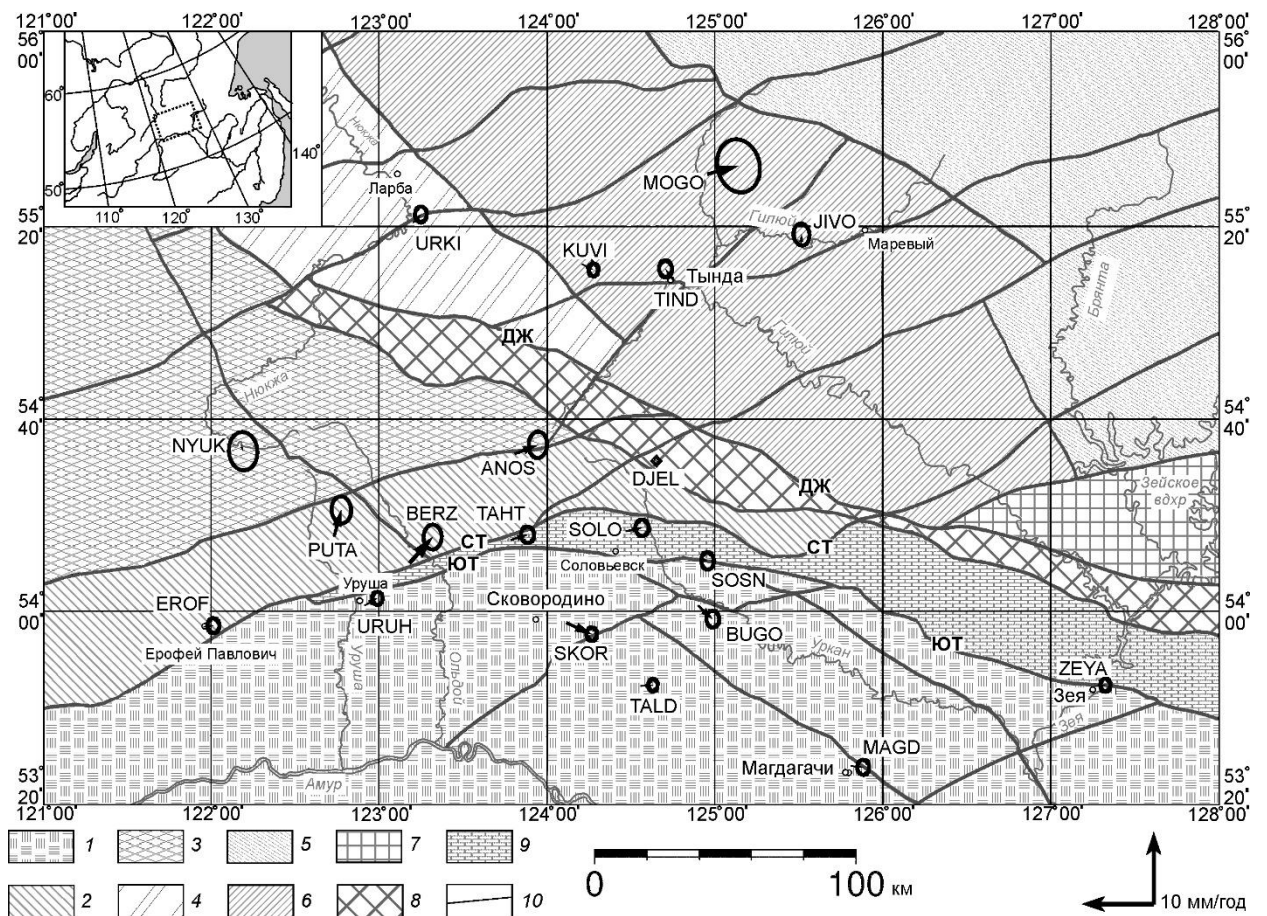


Рисунок 4.1. Схема блокового строения и поле горизонтальных скоростей смещений пунктов геодинамического полигона (составлена по материалам: [Государственная геологическая карта..., 2009; Глубинное строение и..., 2010; Геодинамика, магматизм и

металлогения..., 2006]). Главные тектонический структуры Верхнего Приамурья: 1 – Аргунский блок; 2-3 – структуры Селенга-Станового блока, подблоки: 2 – Урканский, 3 – Могочинский; 4-7 – Структуры Джугджуро-Станового блока, подблоки: 4 – Ларбинский, 5 – Брянтинский, 6 – Иликанский, 7 - Дамбукинский; 8-9 шовные зоны: 8 – Джелтулакская шовная зона, 9 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 10 – разломы различного ранга, из них наиболее активные: ЮТ – Южно-Тукурингрский, СТ – Северо-Тукурингрский, ДЖ – Джелтулакский. Вектора скорости смещений пунктов (стрелки) приведены относительно пункта DJEL с эллипсами 95 % доверительного интервала.

Джелтулакская шовная зона разделяет территории с различными полями тектонических напряжений. Для Селенга-Станового блока доминирующие сжимающие напряжения действуют в субширотном направлении, восточнее Джелтулакской шовной зоны на территории Джугджуро-Становом блока они направлены на северо-восток [Имаев и др., 2003].

Сложное мозаично-гетерогенное строение и повышенный уровень сейсмической активности исследуемого региона, пространственно коррелирующий с максимальными величинами отклонения векторов по азимуту и величине, а также ряд отмеченных выше особенностей говорит о том, что неотектонический этап на территории Верхнего Приамурья контролируется взаимодействием разломно-блоковых структур различного размера, генезиса и ранга. Подтверждением этому также является разнообразие вычисленных механизмов очагов землетрясений, имевших место на исследуемой территории [Имаев, Имаева, Козьмин, 2005].

#### 4.2 Кинематика блоковых структур

**Монголо-Охотский блок.** Вычисленные вектора смещений точек наблюдения в пределах Монголо-Охотского блока значительно отличаются друг от друга как по направлению, так и по амплитуде, тем самым указывая на сложную картину происходящих здесь деформаций.

На западном фланге Монголо-Охотского блока развиваются наибольшие по амплитуде деформации растяжения земной коры, в том время как для центральной области и восточного фланга скорости деформаций растяжения значительно меньше.

Характер тектонического режима в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса позволяет соотнести его с участком буферной или транзитной зоны, в пределах которой реализуются тектонические напряжения, возникающие в силу различия кинематики окружающих его тектонических единиц. Подробное описание структуры транзитных зон и их роли в геодинамике континентальной литосферы приводится в работе [Гатинский и др., 2008].

**Джугджуро-Становой блок.** Характер установленного поля смещений в пределах Джугджуро-Станового блока говорит о его тектонической целостности на современном этапе, несмотря на то, что он расположен в зоне влияния комплекса тектонических факторов: раскрытие восточного крыла Байкальской рифтовой системы в области транспрессионного взаимодействия Евроазиатской и Амурской плит.

Наличие на локальных участках масштабных деформационных процессов и ряд особенностей его геолого-геофизического строения, в частности, материалы МТЗ, гравитационных и магнитных съемок, позволяют сделать вывод, что для некоторых небольших участков площади блока более характерна разломно-блоковая тектоника с сопутствующим развитием «зон концентрированной деформации» [Леонов, 2012].

Картина распределения деформаций не согласуется с сейсмической обстановкой [Жижерин, Серов, 2017]. Несоответствие выделяющейся сейсмической энергии со скоростью накопления тектонических напряжений позволяет говорить о наличии в земной коре вязкоупругих деформаций.

**Аргунский блок.** Несмотря на сложное гетерогенное геологическое строение Аргунского блока, что отражается в структуре геофизических полей, в его пределах установлена однородность векторного поля скоростей смещений, свидетельствуя тем самым о его кинематической целостности и тектонической жесткости.

Случившееся 14 октября 2011 г. Сковородинское землетрясение [Ханчук и др., 2012] является одним из наиболее значимых для территории Верхнего Приамурья за весь период инструментальных сейсмологических наблюдений. По данным

макросейсмического поля величина балла в эпицентре и дальность регистрации ощутимых колебаний не согласуются друг с другом, эпицентр землетрясения смещен относительно закартированных выходов на поверхность сегментов Южно-Тукурингрского разлома, каких-либо изменений в параметрах векторного поля до и после события не обнаружено. Всё это говорит о существовании в пределах северной окраины Аргунского блока неизвестного ранее особого класса сейсмогенных структур.

**Вертикальные перемещения блоков.** Как уже отмечалось выше, величина скорости вертикальных перемещений для большей части пунктов геодезических наблюдений значительно уступает скорости их горизонтальных перемещений. Причем, как показывает анализ временных рядов постоянно действующих GPS станций, входящих в систему IGS (International GNSS Service) [International GNSS service (электронный ресурс), 2018], для вертикальных движений отклонение от тренда в силу колебательных процессов различного периода (от сезонных до многолетних) в несколько раз выше, чем для горизонтальных. Зафиксированы случаи резкого изменения знака и скорости вертикальных смещений, связанные с сейсмическими и вулканическими событиями, а также деятельностью человека по добыче полезных ископаемых.

Таким образом, оценить скорость вертикальных смещений блоков в пределах исследуемого полигона за период инструментальных наблюдений можно лишь весьма приблизительно.

Исходя из анализа временных рядов пунктов GPS наблюдений, полученных в ходе настоящего исследования, в настоящее время происходит общее поднятие всего выделяемого полигона. Причем скорости восходящих движений не везде одинаковы, наибольшие скорости (до 4 мм/год) отмечаются на точках, расположенных в районах положительных морфоструктур Монголо-Охотского складчатого пояса и Желтулакской шовной зоны. В пределах Джугджуро-Станового блока скорости вертикальных движений близки к нулю. Для Селенга-Станового блока оценить вертикальные смещения не

представляется возможным в силу незначительного периода наблюдений. Аргунский блок испытывает поднятие со средней скоростью порядка 2 мм/год.

### **Выводы**

Общая кинематика исследуемого полигона в общеназемной системе отсчета определяется смещением в ЮВВ направлении со скоростями 24–30 мм/год. Относительной кинематической целостностью обладают Джугджуро-Становой и Аргунский блоки. Наиболее дифференцированные смещения установлены в пределах Монголо-Охотского блока и в прилегающих к нему территориях. Наибольшие скорости (до 4 мм/год) вертикальных смещений отмечаются на точках, расположенных в районах положительных морфоструктур Монголо-Охотского складчатого пояса и Желтулакской шовной зоны.

## ГЛАВА 5. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

### 5.1. Современные деформации Верхнего Приамурья

Одними из самых сложных моментов в изучении современной геодинамики являются геодинамические процессы, происходящие во внутри континентальных областях, что связано с незначительными скоростями происходящих здесь тектонических процессов по сравнению с районами границ литосферных плит. Остро стоит вопрос о соотношении долговременной и моментной составляющей движений по активным разломам, что обусловлено нелинейностью режимов накопления и разрядки тектонических напряжений и упругого взаимодействия блоковых структур.

Литосферные плиты под действием физических сил различной природы постоянно перемещаются из одного положения в другое, при этом они также деформируются. Общую деформацию тела принято описывать процессами вращения и изменения формы.

Перемещения блоков земной коры можно разделить на два основных типа:

1. Связанные с землетрясениями, реализующие тектонические напряжения быстрые подвижки, сопровождающиеся разрывными нарушениями.
2. Медленные движения блоков: а) в условиях упругих деформаций, при которых накапливаются тектонические напряжения, б) крипповые (рейдные) движения, сопровождающиеся пластической деформацией,

Деформации земной поверхности по своей природе представляют собой трехмерное явление. Однако с давних пор и до настоящего времени наиболее распространен следующий подход определения деформаций: геодезические данные обрабатываются методом конечных элементов, используя в качестве исходных данных элементарные горизонтальные площадки в виде треугольников, деформация в пределах которых имеет однородный характер. Такое описание является очень грубым приближением реальных деформаций в горных породах, которые всегда происходят в сложной обстановке, обусловленной их гетерогенным строением. В. Белоусов [Белоусов,



1986] выделил главные особенности такой обстановки, среди которых основная роль отводится неоднородности среды как в структурном плане, связанном с зернистостью и слоистостью горных пород, так и в неоднородности распределения деформационных свойств геосреды.

Математическое описание происходящих на земной поверхности смещений обычно представляется в векторной форме в виде двумерного поля скоростей. Такое описание не является инвариантным, т.к. при смене начала системы отсчета величина и направление векторов изменяются. Но реально существующие связи между определяющими процессами величинами не зависят от выбранного способа описания. Переход от векторного способа описания величин к скалярному позволяет получить инвариантные численные значения (одинаковые во всех системах отсчета) для изучаемых процессов [Лурье, 1970]. Для такого перехода воспользуемся тензорным исчислением. В механике (деформируемого) твёрдого тела в области упругих и упругопластических деформаций незначительной величины обычно используется тензор малых деформаций Коши (5.1):

$$T_{\varepsilon} = \begin{bmatrix} \varepsilon_x & \frac{1}{2}\gamma_{yx} & \frac{1}{2}\gamma_{zx} \\ \frac{1}{2}\gamma_{xy} & \varepsilon_y & \frac{1}{2}\gamma_{zy} \\ \frac{1}{2}\gamma_{xz} & \frac{1}{2}\gamma_{yz} & \varepsilon_z \end{bmatrix}, \quad (5.1)$$

$$\varepsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x}; \quad \varepsilon_y = \frac{\partial v}{\partial y}; \quad \varepsilon_z = \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (5.2)$$

$$\gamma_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}; \quad \gamma_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}; \quad \gamma_{xz} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (5.3)$$

где  $u(x,y,z)$ ,  $v(x,y,z)$ ,  $w(x,y,z)$  – проекции вектора перемещения по осям координат  $x$ ,  $y$ ,  $z$

Тензор деформации имеет три инварианта:

$$I_{1\varepsilon} = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3, \quad (5.4)$$

$$I_{2\varepsilon} = \varepsilon_x \varepsilon_y + \varepsilon_y \varepsilon_z + \varepsilon_z \varepsilon_x - \frac{1}{4}(\gamma_{xy}^2 + \gamma_{yz}^2 + \gamma_{zx}^2) = \varepsilon_1 \varepsilon_2 + \varepsilon_2 \varepsilon_3 + \varepsilon_3 \varepsilon_1, \quad (5.5)$$

$$I_{3\varepsilon} = |\varepsilon_{ij}| = \varepsilon_1 \varepsilon_2 \varepsilon_3. \quad (5.6)$$

В случае земной поверхности на большинстве ее участков величина горизонтальных компонент вектора перемещений на порядок превосходит вертикальную компоненту, и, следовательно, последней можно пренебречь. Таким образом, для двумерной системы первый инвариант тензора деформаций – дивергенция, может быть найден как:

$$\text{Div}V = \frac{\partial V_e}{\partial e} + \frac{\partial V_n}{\partial n}, \quad (5.7)$$

где  $e$  – долгота,  $n$  – широта.

Величина, получаемая из уравнения (5.7), характеризует скорость изменения размера площади и дает значения среднегодовых приращений площади в некоторой точке. Физический смысл этой величины заключается в обнаружении “источников” ( $\text{div} > 0$ ) и “стоков” ( $\text{div} < 0$ ) векторного поля. Применительно к задачам геодинамики дивергенция позволяет обнаруживать участки, на которых площадь земной поверхности увеличивается или уменьшается, т.е. области общего растяжения или сжатия.

Величины  $\varepsilon_e = \frac{\partial V_e}{\partial e}$  и  $\varepsilon_n = \frac{\partial V_n}{\partial n}$  являются среднегодовыми приращениями деформаций по широте и долготе соответственно, представляют собой компоненты тензора скоростей деформаций (рис. 5.1, 5.2). Переход к этим величинам выполнен через интерполяцию векторов скоростей на равномерную сетку с размером ячейки в 1/3 долю градуса координатной сети, далее для каждого узла сетки была вычислена дивергенция (рис. 5.3). Размер сетки обусловлен пространственным расположением пунктов геодинимического полигона, минимальное расстояние между которыми составляет около 30 км, что в средних широтах приблизительно соответствует 1/3 доли градуса по широте.

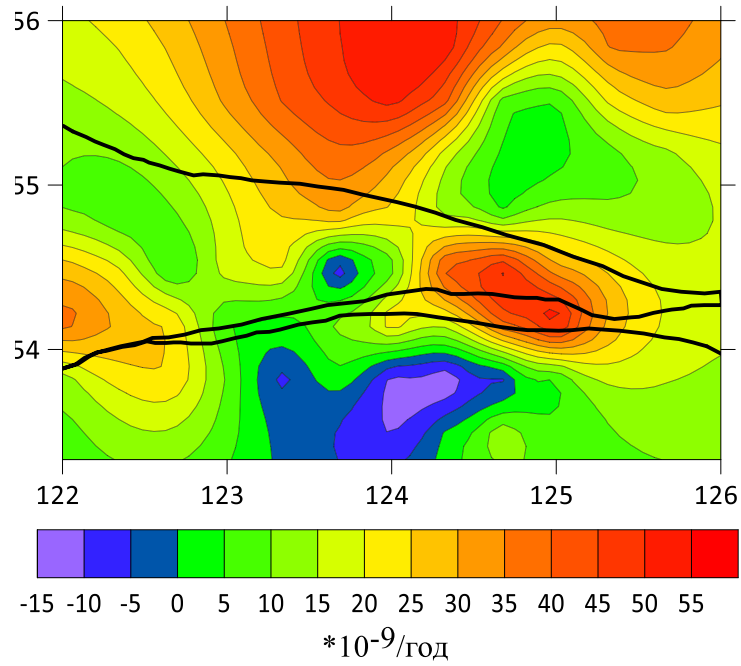


Рисунок 5.1. Компонента тензора скорости деформации  $\varepsilon_e$ .

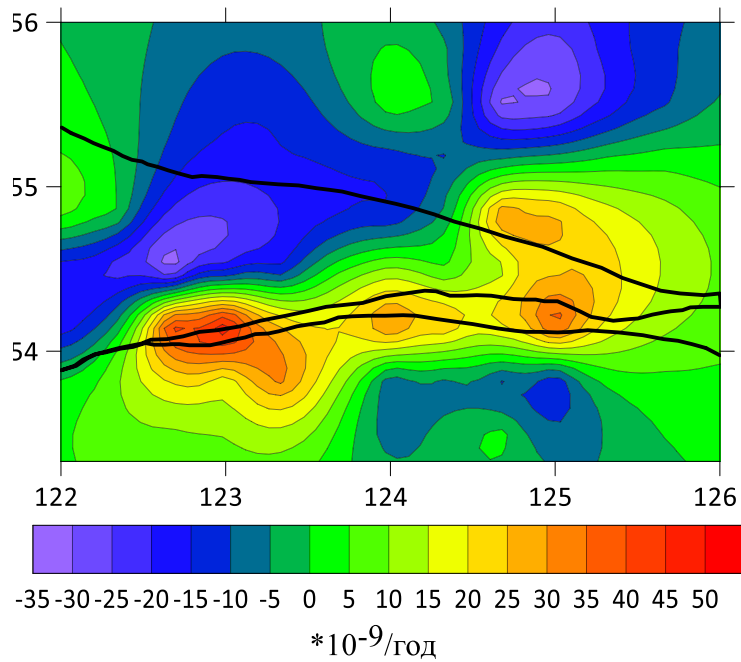


Рисунок 5.2. Компонента тензора скорости деформации  $\varepsilon_n$ .

Визуальное отображение полученных значений инвариантов тензора деформации было получено с помощью пакета научной графики Surfer V.16 компании Golden Software. Интерполяция выполнялась с использованием кригинг метода с линейной вариограммной моделью. Выбор этого метода обусловлен оптимальностью его использования для

обработки пространственных данных, которым присущи как структурные, так и случайные свойства [Chen, 2007].

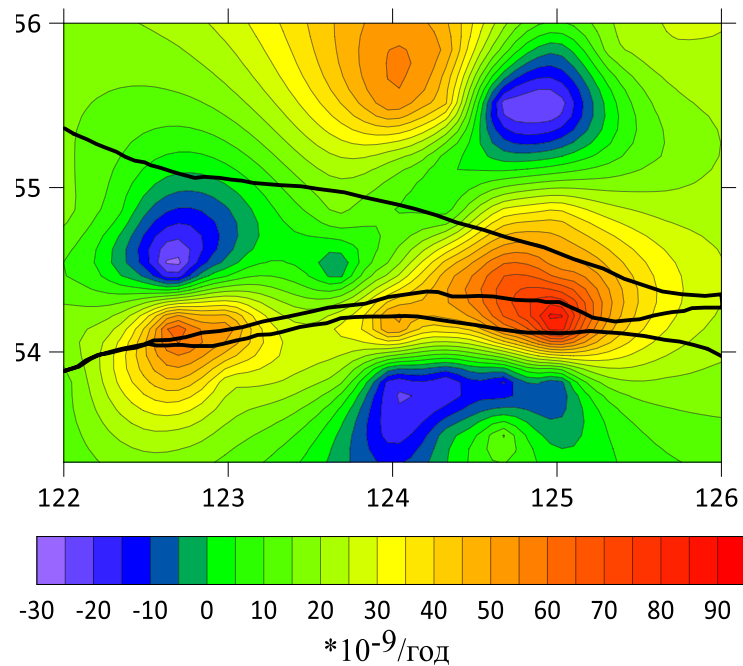


Рисунок 5.3. Первый инвариант тензора скорости деформации – дивергенция (скорость дилатации).

Интерполированное поле скоростей (рис. 5.4) показывает, что наибольших величин вектора скорости достигают на южном фланге исследуемого полигона в центральной части Аргунского блока. Наименьшие величины вектора скорости отмечаются на северном фланге вблизи Становой системы разломов. Разница между максимальными и минимальными величинами составляет порядка 4 мм/год.

Вычисленное поле дивергенции (рис. 5.3) обнаруживает, что процессы растяжения земной коры наиболее активно проявляются в области Z-образного сочленения Джелтулакской и Тукурингрской систем разломов. Менее активные области растяжения расположены в зоне смыкания Южно- и Северо-Тукурингрских разломов на западном обрамлении Монголо-Охотского складчатого пояса и на северо-западе Иликанского блока. Области общего сжатия охвачены центральные части территорий Иликанского, Могочинского и Аргунского блоков.

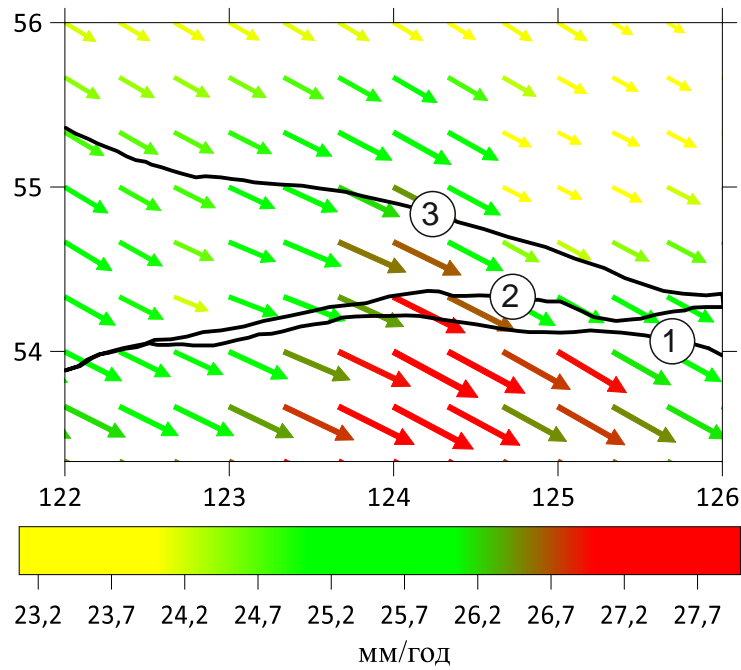


Рисунок 5.4. Схема интерполированного поля скоростей. Цифрами в кружках обозначены основные разломы: 1 – Южно-Тукурингрский, 2 – Северо-Тукурингрский, 3 – Желтулакский.

Второй инвариант тензора скорости деформации – это численное выражение общей скорости деформации, включает в себя как деформации изменения площади, так и деформации сдвига.

Компоненты тензора скорости деформации имеют вид (рис. 5.1, 5.2, 5.5):

$$\varepsilon_e = \frac{\partial v_e}{\partial e} \quad \varepsilon_n = \frac{\partial v_n}{\partial n} \quad \varepsilon_{en} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_e}{\partial n} + \frac{\partial v_n}{\partial e} \right). \quad (5.8)$$

В условиях плоской деформации главные значения тензора Альманси определяются через компоненты соотношениями:

$$\varepsilon_{1,2} = \frac{1}{2} \left( \varepsilon_e + \varepsilon_n \pm \sqrt{(\varepsilon_e - \varepsilon_n)^2 + 4\varepsilon_{en}^2} \right). \quad (5.9)$$

Максимальные скорости деформации сдвига (рис. 5.6) могут быть рассчитаны по формуле:

$$\gamma_{max} = \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{2}. \quad (5.10)$$

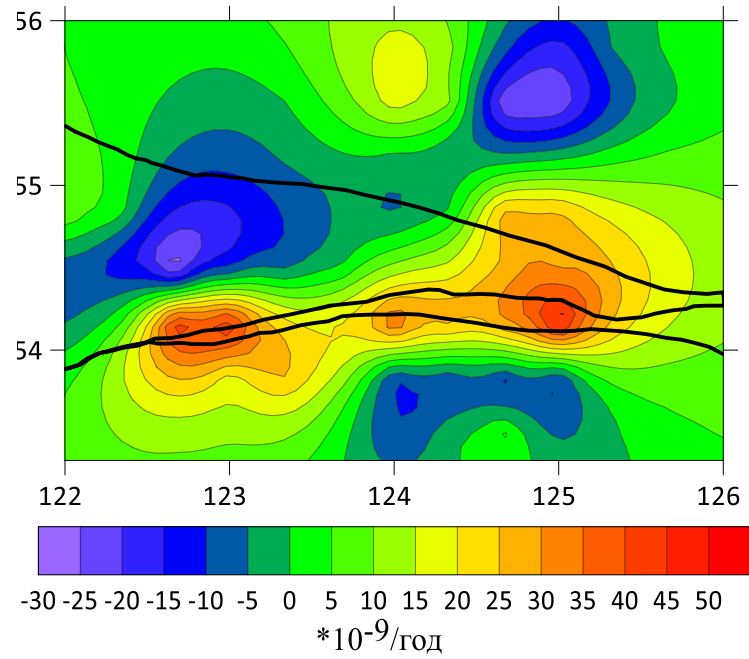


Рисунок 5.5. Компонента тензора скорости деформации  $\epsilon_{en}$ .

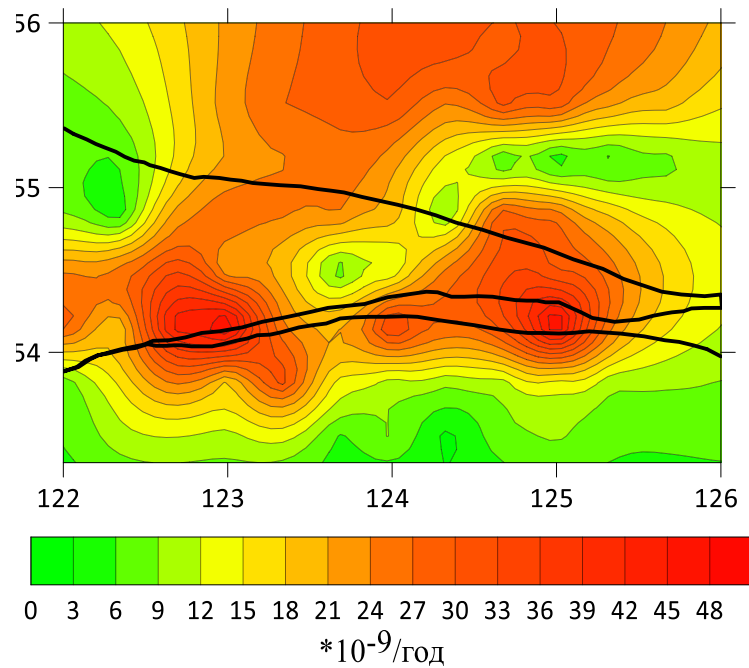


Рисунок 5.6. Магнитуда максимальной скорости деформации сдвига

Тогда второй инвариант тензора скоростей деформаций (рис. 5.7) может быть вычислен по формуле:

$$I_2 = \sqrt{\epsilon_1^2 + \epsilon_2^2}. \quad (5.11)$$

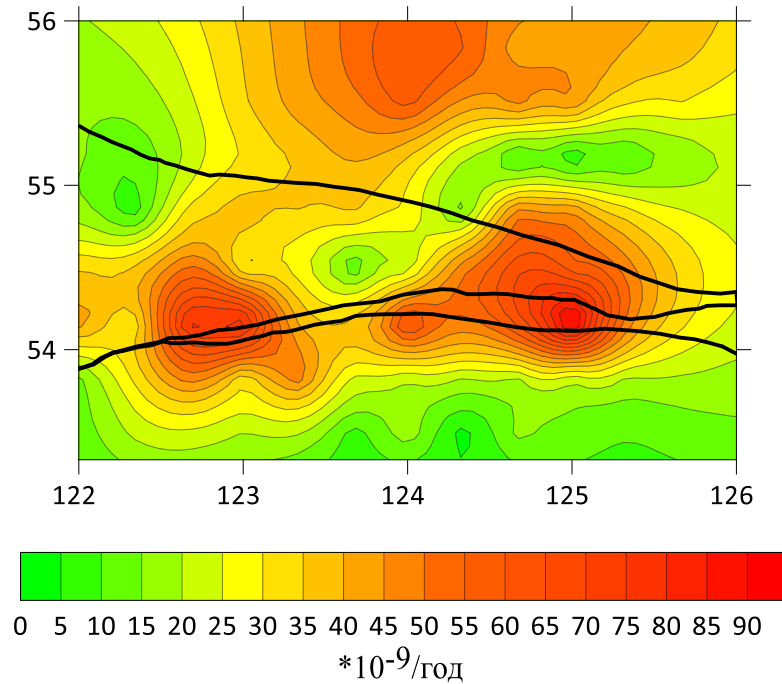


Рисунок 5.7. Второй инвариант тензора скорости деформации.

Столь сложная картина распределения скорости и направления деформационных процессов, вероятнее всего, обусловлена переходом от Байкальского типа напряжений, для которых характерен общий режим растяжения, к Становому типу, в котором более преобладает общий режим сжатия. Существование такой области перехода в исследуемом регионе предсказывалось ранее в работе [Kremer, Blewitt, Klein, 2014].

Как известно, в зонах крупных сейсмоактивных разломов [Гатинский и др., 2008; Хаин, Ломизе, 2005 и др.] происходит основная релаксация напряжений, возникающих при взаимодействии тектонических блоков. Такими разломами на исследуемой территории являются Джелтулакский, Северо- и Южно-Тукурингрский. Если допустить, что в пределах разломной зоны релаксируются все напряжения взаимодействия разделяемых ею блоков, то вычисленные значения деформаций для точек, расположенных по обе стороны разлома, необходимо интерполировать отдельно друг от друга.

Ниже представлены схемы (рис. 5.8, 5.9), отображающие вычисленные значения первого и второго инвариантов тензора скорости деформации, с учетом полной релаксации напряжений в разломной зоне.

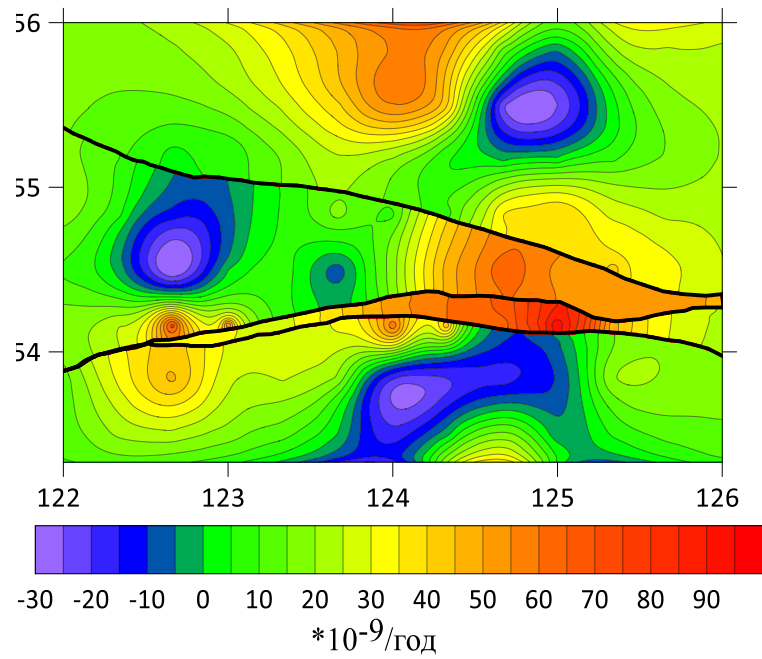


Рисунок 5.8. Первый инвариант тензора скорости деформации – дивергенция (скорость дилатации), с учетом полной релаксации напряжений в разломной зоне.

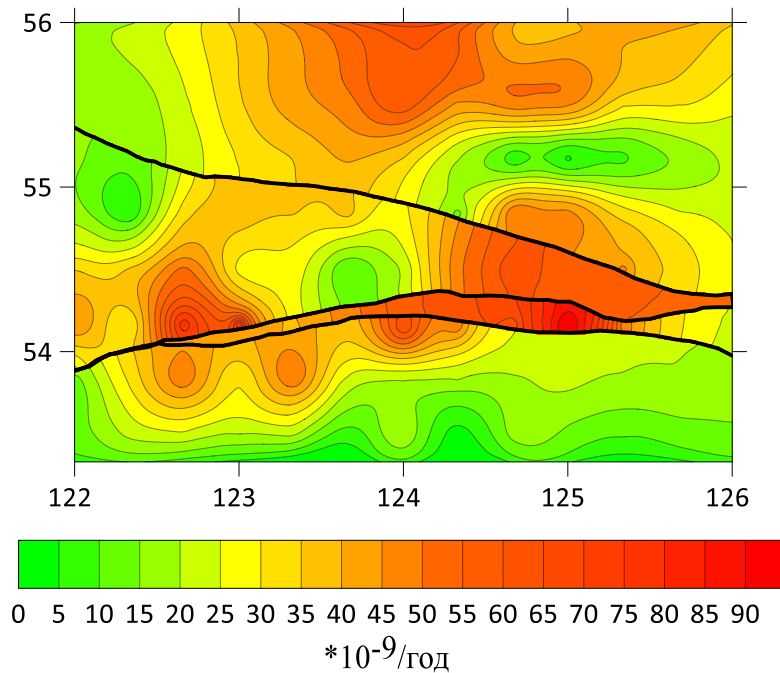


Рисунок 5.9. Второй инвариант тензора скорости деформации, с учетом полной релаксации напряжений в разломной зоне.

Предложенный подход позволяет детализировать распределение деформаций вблизи основных разломных зон. Вычисленные с его использованием значения скорости деформаций позволяют более четко выделить район максимально интенсивных



деформаций в области Z-образного сочленения Тукурингрской и Джелтулакской разломных зон на фоне окружающих ее структур.

## 5.2 Геодинамическая интерпретация полученных результатов

В настоящее время в научном сообществе дискуссии о деформировании внутриконтинентальных областей развиваются в ключе двух основных подходов.

Согласно первому, континентальная литосфера представляет собой коллаж жестких блоков различного масштаба, и процессы деформации земной коры происходят в основном по межблоковым границам, выраженным в виде разрывных нарушений 1-го порядка, пронизывающих литосферу на всю ее глубину. При таком подходе кинематика блоков может быть описана с помощью теоремы Эйлера, сформулированной им в 1777 г. Применительно к задаче определения параметров движения жестких блоков на сфере эта теорема утверждает, что в каждый момент времени любое такое движение может быть выражено через поворот блока с определенной угловой скоростью относительно оси, проходящей через центр Земли и некоторую точку на ее поверхности, называемую полюсом вращения этого блока. Однако у различных авторов (табл. 5.1, рис. 5.10), в зависимости от объема и качества набора исходных данных, используемых в решении, положение полюса Амурской плиты и, соответственно, ее кинематика значительно варьируются.

Таблица 5.1. Параметры современного вращения Амурской плиты (положение полюса Эйлера) по данным космической геодезии, сейсмологии и четвертичной геологии [Тимофеев и др., 2011].

Источник	Широта градусах	Долгота градусах	Скорость вращения град/млн. лет
Wei and Seno, 1998	60.42	123.25	0.025
Тимофеев и др., 2008	57.60	117.10	0.083
Ашурков и др., 2010	58.95	122.28	0.088
Calais et al., 2006	57.40	133.00	0.077
Shestakov et al., 2008	59.77	150.82	0.037
Zonenshain and Savostin, 1981	56.95	117.45	0.100
Hsu et al., 2006	60.65	121.72	0.102
Парфенов и др., 1987	57.90	118.02	0.410
Meng et al., 2006	54.06	135.87	0.099

Kreemer et al., 2003	58.80	157.50	0.034
Apel et al., 2006	51.63	148.35	0.063
Calais et al., 2003	58.36	130.97	0.143
England and Molnar, 1997	64.80	156.10	0.060
Jin et al., 2007	50.46	153.42	0.056
Kreemer et al., 2006	46.41	150.07	0.055
Altamimi et al., 2007	19.42	185.64	0.019
Holt et al., 2000	64.61	158.23	0.077
Prawirodirdjo and book, 2004	45.43	154.75	0.093
Sella et al., 2002	44.18	158.76	0.107
Heki et al., 1999	-22.30	106.60	-0.091

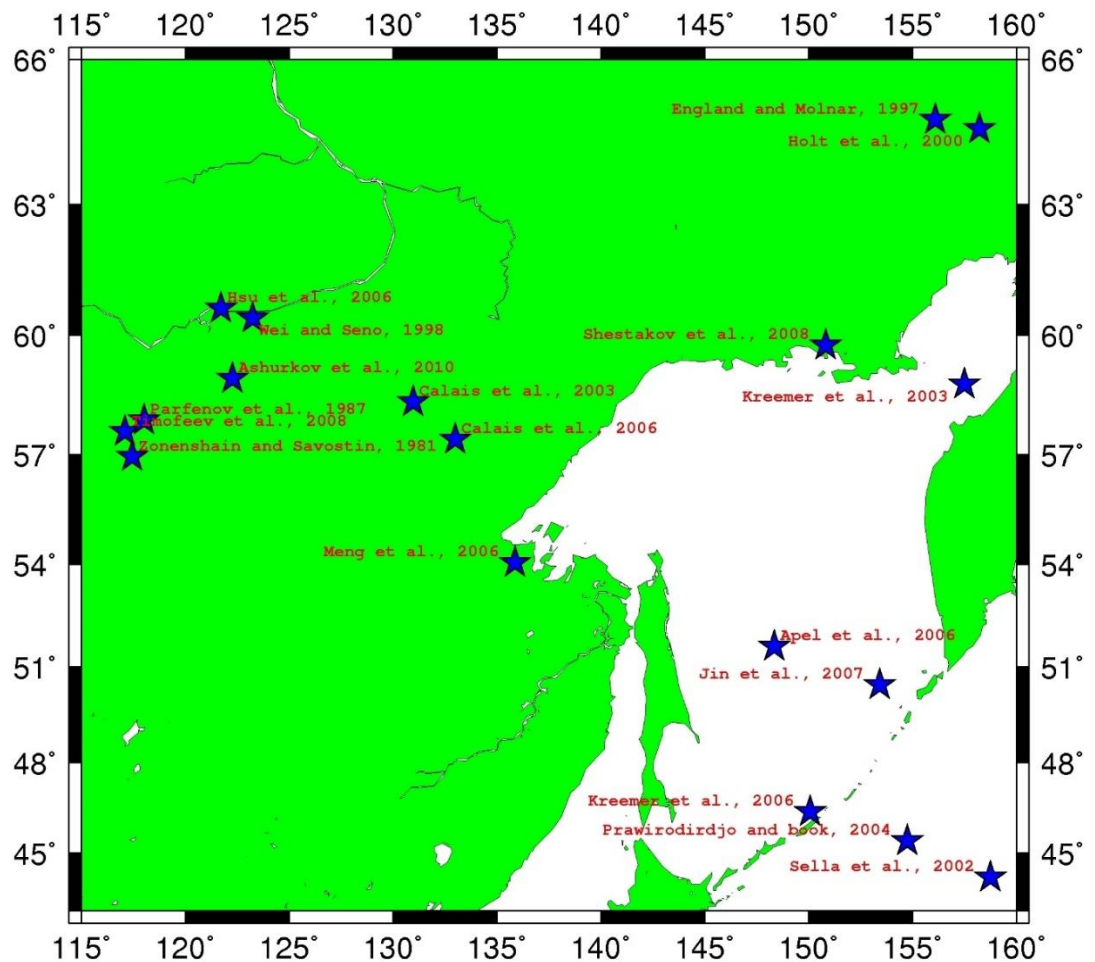


Рисунок 5.10. Параметры современного вращения Амурской плиты (положение полюса Эйлера).

Другой подход основан на гипотезе утверждающей, что тектонические деформации внутриконтинентальных участков литосферных плит имеют «непрерывную природу», которая характеризуется наличием обширных деформируемых участков.

В действительности реологическая структура континентальной литосферы изменяется вместе с изменением ее мощности, что также влияет и на картину деформаций, происходящих в земной коре. Как правило, жесткость нижней коры относительно выше в регионах, где литосфера тоньше, что делает деформации между верхней и нижней корой более "связанными". Таким образом, литосфера ведет себя скорее как квазитвердое тело, для описания которого больше подходит первый подход. С другой стороны, нижняя кора в районах с более мощной литосферой относительно ослаблена, что делает деформации между верхней и нижней корой более "независимыми". Под влиянием потока ослабленной нижней коры процессы деформации в хрупкой верхней коре приобретают "непрерывную природу", к описанию которой более применим второй подход. При средних значениях мощности литосферы, намного отстоящих от описанных двух крайних случаев, деформационная картина усложняется, и в этом случае нельзя отдать приоритет ни одной из описанных выше моделей [Wang et al., 2008].

Особо следует отметить полученные на некоторых временных рядах значительные отклонения пространственного положения пунктов от трендовых. Т.к. такие флуктуации наблюдаются в поле горизонтальных скоростей, в то время как вертикальная компонента во временных рядах на эпоху аномальных значений не испытывает значительных флуктуаций, можно сделать вывод о нелинейном характере происходящих тектонических подвижек, что весьма характерно для поведения разломно-блоковых структур на участках с высокой эндогенной активностью. Нелинейный характер поведения разломных зон обуславливается множеством факторов, однако основным следует признать жесткость разломной зоны, коэффициент которой, как показано в [Спивак, 2010], изменяется со временем и имеет типичные вариации около 13–15 суток, 27–32 суток и около 1 года. Причина таких вариаций остается неясной, однако существуют предположения о ее связи с приливной деформацией и длиннопериодными волнами деформации.

Также не стоит забывать, что наша планета в целом и литосфера в частности представляют из себя нелинейные колебательные системы, важнейшим свойством

которых является образование собственных колебаний не только под действием вынуждающей силы, но и сама система способна производить и устойчиво поддерживать определенный колебательный процесс за счет своей внутренней энергии (эффект автоколебаний).

Одним из примеров подобных колебаний является изменение вертикальной компоненты координат точек, расположенных в горных провинциях западного Китая. Анализ временных рядов вертикальных перемещений размещенных там фидуциальных станций позволил выявить их значительную корреляцию с продолжительностью дня. Продолжительность дня увеличивалась или уменьшалась, в то время как самое высокое плато в мире опускалось или поднималось. Данный факт легко объясняется законом сохранения момента импульса вращения замкнутой системы, если учесть, что в роли последней выступает вся планета Земля [Gu, 2006].

В силу сказанного выше, имеющиеся некоторые значительные отклонения положения пунктов от трендовых значений, скорее всего, связаны с обнаруженными совсем недавно медленными (скорость распространения на несколько порядков меньше скорости звука) деформационными волнами в литосфере. Деформационные волны имеют сложную многокомпонентную структуру и распространяются в виде пакетов волн разных периодов и амплитуд с типичными фазовыми скоростями от 7 до 100 км/год [Горбунова, Шерман, 2012]. Предполагается, при прохождении ударного фронта такой волны через разломную зону нарушается ее метастабильное состояние, обуславливая тем самым пространственно-временные вариации сейсмического режима и общую активизацию разломных зон. К сожалению, на данном этапе развития науки и техники зафиксировать параметры деформационных волн прямыми инструментальными методами не представляется возможным.

Следует также подчеркнуть, что GPS и другие методы спутниковой геодезии указывают на смещения точек на поверхности плит и блоков. Таким образом, измеренные смещения некоторых точек относительно других точек не всегда следует толковать как

свидетельство их принадлежности к различным блокам. Результаты исследований районов, покрытых максимально плотными GPS сетями (США, Япония, Центральная Азия) и тщательно изученных на предмет современных деформаций земной коры, отображают существенные разногласия в предлагаемых различными авторами геодинамических моделях.

Методы космической геодезии не позволяют до сих пор однозначно описать природу деформирования континентальной коры. Также нет однозначного ответа о феномене различия векторов скоростей и деформаций земной коры, определяемых по данным спутниковой геодезии и по другим геолого-геофизическим данным.

На данном этапе исследования современных тектонических движений на Верхнеамурском полигоне четко выявить северную границу Амурской микроплиты по геодезическим данным не представляется возможным. Возможно, она проходит по Становому разлому, либо представляет собой довольно обширный участок, в пределах которого происходит плавное изменение векторов скорости точек, принадлежащих Евразийской плите, к векторам, характеризующим Амурскую микроплиту. Ответом на этот и многие другие вопросы должно стать дальнейшее развитие сети геодезических пунктов в пределах изучаемого региона.

### **5.2.1 Соотношение современных деформаций земной коры и сейсмичности**

#### **Верхнего Приамурья**

Современные движения земной коры, вычисляемые методами космической геодезии, отображают характер геодинамических процессов лишь приповерхностной зоны. Полноценное описание геодинамических процессов, происходящих на разных глубинных горизонтах возможно лишь на основании всего комплекса накопленных геолого-геофизических данных, в которых наиболее информативными являются данные о пространственно-временном распределении выделяемой сейсмической энергии.

Каждый год на земном шаре происходит несколько тысяч ощутимых землетрясений, и лишь несколько из них приводят к катастрофическим последствиям.

Очевидно, что сильные землетрясения, параметры которых определяются с максимальной точностью, в силу своей редкой повторяемости на промежутке времени инструментальных наблюдений отображают моментную природу происходящих на длительном интервале времени процессов.

Статистические данные по слабым землетрясениям, происходящим намного чаще, хоть и не так совершенны в плане точности, но позволяют лучше описать непрерывные процессы накопления и разрядки тектонических напряжений. Это особенно актуально для внутренних участков литосферных плит, которые по определению рассматриваются как слабо или асейсмичные, что не вполне соответствует действительности. Сейсмические события малых магнитуд в пределах стабильных платформ фиксируются практически повсеместно, однако случаются и землетрясения с магнитудой до 5-6 [Хаин, Ломизе, 2005].

Анализ длительных временных рядов постоянно действующих GPS станций [Global Time Series (электронный ресурс), 2018] в пределах стабильных участков земной коры показывает, что за все время наблюдений характер их смещения остается практически неизменным, указывая, таким образом, и на непрерывность происходящих в литосфере деформаций. Исходя из этого, можно предположить, что в плане должны четко совпадать зоны максимальных градиентов векторного поля скоростей и ареала повторяемости сейсмических событий.

На практике такого четкого совпадения указанных зон не наблюдается, т.к. взаимообусловленность этих процессов контролируется большим количеством факторов, осложняющих окончательную картину пространственного совмещения выделяемых зон. К числу подобных факторов, действующих в деформируемой среде, относятся: латеральная и вертикальная неоднородность строения земной коры, наличие в ней трещин и разрывных нарушений, анизотропия физико-механических свойств горных пород, скорость процесса деформации, газо-флюидный режим и т.д. [Белоусов, 1986; Гзовский, 1975]. Определенная совокупность перечисленных факторов может привести к почти

полному отсутствию зарегистрированных сейсмических событий на территории, охваченной значительными деформационными процессами.

Р.М. Семенов [Семенов, 2002] для исследуемой территории связывал несоответствие эпицентров землетрясений с зонами повышенных градиентов скоростей тектонических движений, с молодым возрастом активизации тектонических движений, степень проявления которых еще не нашла своего выражения в имеющихся морфоструктурах.

Сейсмический цикл состоит из процессов накопления и разрядки тектонических напряжений. Цикл подразделяется на 3 основных периода: межсейсмический, во время которого накапливаются тектонические напряжения, косейсмический, связанный с кратковременными подвижками наибольшей амплитуды, вызванными землетрясением, и постсейсмический, характеризующийся постепенным уменьшением выделяемой сейсмической энергии и амплитуды спровоцированных землетрясением подвижек [Хаин, Ломизе, 2005].

Из материаловедения известно, что породы, слагающие земную кору, имеют различную прочность при воздействии на них растяжения или сжатия, прочность пород (при атмосферном давлении и комнатной температуре) на скалывание (сжатие) во много раз превышает прочность на отрыв (растяжение) [Белоусов, 1986]. Таким образом, в приповерхностном слое земной коры в области растяжения должно происходить большое количество землетрясений малых энергетических классов, а в области сжатия землетрясения будут более редкие, но их энергетика более высока.

Совместный анализ распределения вычисленных значений первого инварианта тензора скорости деформации и данных сейсмического мониторинга (рис 5.11) позволяет выявить, что в областях общего растяжения земной поверхности наблюдаются рассеянные по площади эпицентры землетрясений, в то время как в областях сжатия сейсмические события практически не регистрируются.

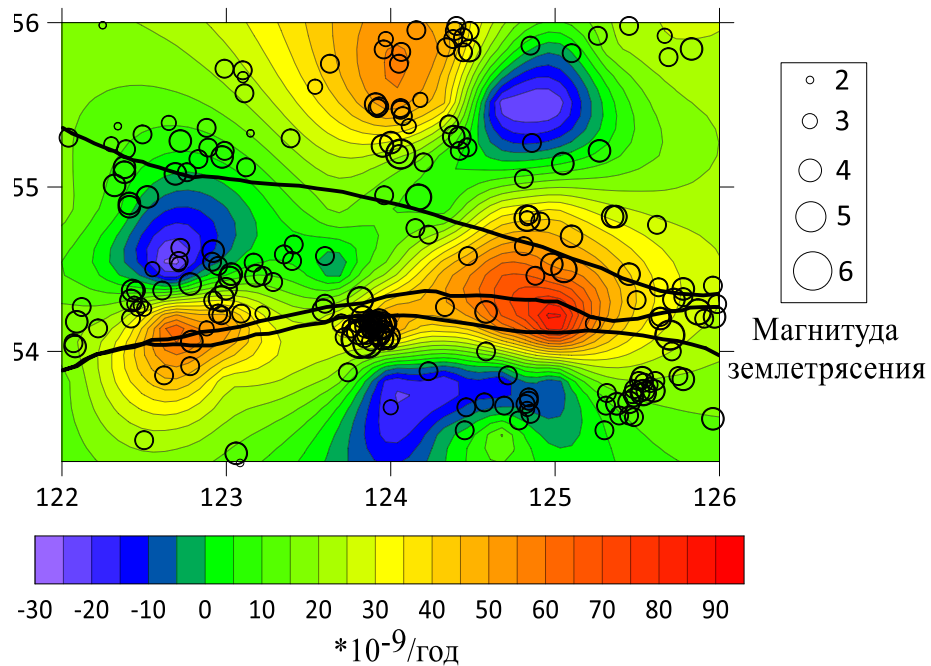


Рисунок 5.11. Первый инвариант тензора скорости деформации и эпицентральное поле землетрясений по данным IRIS [Incorporated Research Institutions... (электронный ресурс), 2018].

Существуют исторические сведения [Семенов, 2002] о произошедших на изучаемой территории вдоль сильных землетрясениях. В 1911 году в среднем течении р. Зея произошло землетрясение, которое довольно сильно ощущалось на Зейской пристани (ныне г. Зея). Сила толчков была такова, что в деревянных домах появились трещины. В 1958 году в районе среднего течения р. Олекма произошли два девятибалльных Нюкжинское и Олекминское землетрясения. За период инструментальных наблюдений зафиксированы несколько сильных землетрясений: Гилуйское – 13.06.1972 г. с магнитудой  $M=5.6$ , Зейское – 2.11.1973 г. с магнитудой  $M=5.5$ , Сквородинское – 11.10.2011 г. с магнитудой  $MLH=6.2$ . Таким образом, исследуемой территории соответствует высокий сейсмический потенциал расположенных здесь тектонических структур, который, несомненно, нуждается в дальнейшем комплексном изучении.

Наконец, стоит упомянуть о том, что многие землетрясения, произошедшие в современной мировой истории, вызвали столь масштабные экономические и социальные последствия, потому что разломы, к которым они были приурочены, были до этого недостаточно или совсем не изучены. Примером этому может служить Сычуаньское



землетрясение с магнитудой  $M=8.0$ , произошедшее в Китае в 2008 г. и погубившее, по официальным данным, не менее 70 000 человек. Разлом Лунмэньшань до этого момента считался слабоактивным и не опасным, т.к. совокупность геологических и геодезических данных говорила о незначительных относительных скоростях смещений разделяемых им блоков, а в исторических записях не содержалось сведений о катастрофических подземных толчках, имевших место на данной территории. В качестве дополнительных примеров можно привести Спитакское землетрясение в Армении 1988 г., Рачинское 1991 г. в Грузии, Нефтегорское 1995 г. – Сахалин и многие другие.

Случившееся 14 октября 2011 г. вблизи г. Сковородино Амурской области землетрясение магнитудой  $MLH=6.2$ , ощущавшееся в расположенных поблизости от эпицентра населенных пунктах с интенсивностью до 7 баллов по шкале MSK-64, стало самым сильным сейсмическим событием, произошедшем на территории Верхнего Приамурья за всю историю инструментальных сейсмологических наблюдений. Очаг землетрясения находился на глубине 18 км с эпицентром в точке с координатами  $54.05 \pm 0.09^\circ$  с.ш.,  $123.80 \pm 0.06^\circ$  в.д. Решение механизма очага представляет собой сдвиг с субвертикальными нодальными плоскостями, ориентированными на запад и на юг [Ханчук и др., 2012].

Неординарность этого события определяют следующие факторы: очень низкий коэффициент затухания макросейсмической интенсивности, эпицентр землетрясения смещен относительно закартированных выходов сегментов Южно-Тукурингского разлома, отсутствие каких-либо разрушений в области эпицентра. Анализ временных рядов постоянно действующего пункта GPS наблюдений, расположенного в п. Ерофей-Павлович на удалении 117 км от эпицентра, не выявил косейсмических смещений земной поверхности и поверхностных волн от этого события [Ханчук и др., 2012]. Временной ряд пункта SKOR (приложение), расположенный в 18 км юго-восточнее эпицентра, наблюдения на котором проводились ежегодно до и после этого события, также не

позволяет выделить отклонений в пространственном положении пункта от трендовых значений.

### **5.2.2 Соотношение современных деформаций земной коры и глубинного строения земной коры по данным МТЗ**

Важными моментами при выявлении наиболее подвижных участков литосферы является ее мощность и величина теплового потока под мобильными поясами. Для подвижных участков мощность литосферы обычно составляет первые десятки километров, тогда как под древними кратонами она может достигать 200 км и более. Вариации мощности предопределяют степень подвижности, интенсивность разломообразования, амплитуду деформационных процессов, сейсмичность и проявления вулканизма [Леви, Шерман, Саньков, 2009].

Локальные аномалии значений средней плотности земной коры и электрического сопротивления могут свидетельствовать о наличии зоны пониженной механической прочности, в которой в первую очередь будут реализовываться прикладываемые тектонические напряжения.

В области сочленения Джугджуро-Станового блока и Монголо-Охотского складчатого пояса в приповерхностном слое земной коры фиксируются области пониженного геоэлектрического сопротивления 300–600 Ом·м, достигающие иногда глубины 20 км [Каплун, 2006], однако в целом земная кора характеризуется высокими значениями сопротивления, достигающими 10000 Ом·м. На уровне подошвы земной коры и кровли верхней мантии в центральной части террейна фиксируется высокопроводящий слой мощностью до 20 км, с сопротивлениями от 16 до 140 Ом·м, ниже которого до глубины 90 км фиксируется слой, обладающий более высоким сопротивлением 100–600 Ом·м. Приведенные параметры геоэлектрического разреза могут свидетельствовать о наличии тектонической расслоенности литосферы и позволяют предположить разноуровневый характер перемещения блоков.

Монголо-Охотский пояс, для которого установлена максимальная магнитуда деформационных процессов, в геоэлектрических полях выделяется наличием множества электропроводящих слоев [Глубинное строение и..., 2010]. Под «верхнекоровым» слоем мощностью 20 км и сопротивлением 1250 Ом·м, залегает «нижнекоровый» слой мощностью 15–20 км и сопротивлением 570 Ом·м, который, в свою очередь, подстилается слоем крайне низких сопротивлений малой мощности – 5–10 км, 25–35 Ом·м.

Для Аргунского блока, в пределах которого интенсивность деформационных процессов значительно ниже, в геоэлектрических полях отчетливо выражаются два слоя, верхний соотносится с земной корой и имеет мощность 30–40 км, с типичным сопротивлением 1800–3700 Ом·м. Нижний слой, мощностью 30–60 км и сопротивлением 100–500 Ом·м, соотносится с литосферной мантией. В подошве земной коры выделяется незначительный по мощности высокопроводящий 25–40 Ом·м слой мощностью 5–15 км.

Таким образом, обнаруженные в ходе настоящего исследования области развития интенсивных деформаций характеризуются по данным МТЗ наличием множества электропроводящих слоев, что, возможно, говорит о наличии тектонической расслоенности литосферы и разноуровневом характере перемещения блоков.

### **5.2.3 Северная граница Амурской плиты как зона современных тектонических деформаций земной коры**

Длительное время в геодинамике вызывает споры характер деформирования континентальной литосферы. В основном дискуссия развивается на примере Азиатских регионов, вовлеченных в коллизионный процесс Индийской и Евразийской плит. Основным камнем преткновения является вопрос: каким образом реализуется деформация Евразийской плиты под воздействием Индийского индентора, за счет субширотного выжимания блоков или утолщения коры?

Первая точка зрения основывается на том, что континентальная литосфера состоит из набора микроплит (блоков, террейнов) и деформация локализуется на их границах. Согласно другому взгляду, деформация подчиняется реологической модели нелинейно-

вязкой жидкости и, следовательно, распределена по объему. Также существуют и промежуточные точки зрения, акцентирующие внимание на вариативные сочетания слабо и сильно деформируемых объемов литосферы.

Все эти представления оперируют двухмерным способом интерпретации взаимодействия литосферных плит, хотя последняя по определению является трехмерным объектом и, соответственно, ее физическая граница (рельеф поверхности раздела) должна иметь форму криволинейной поверхности. Однако переход к однозначному трехмерному описанию геодинамических процессов на данном этапе развития науки не представляется возможным в силу недостаточности информации о состоянии изучаемых систем:

- неизвестность всего набора характеризующих геодинамический процесс параметров;
- многие параметры геодинамических процессов не могут быть определены непосредственно и выводятся на основе косвенных данных;
- привлекаемые для выяснения параметров косвенные геофизические данные зачастую имеют значительные погрешности.

Нерешенность этой проблемы, одной из основных в геодинамике, значительно затрудняет создание адекватных реологических моделей литосферы и в конечном итоге переход от количественного описания блоковых движений к расчету полей напряжений на их границах.

Для исследуемого региона одним из актуальных вопросов геодинамики является местоположение северной границы Амурской микроплиты, впервые выделенной в 1978 году Л.П. Зоненшайном с коллегами на основании распределения эпицентров землетрясений [Зоненшайн и др., 1978].

Согласно представлениям авторов [Зоненшайн и др., 1978], область сочленения Амурской микроплиты с Евразийской плитой находится в пределах пояса повышенной сейсмичности, который простирается в северо-восточном направлении вдоль оз. Байкал и затем субширотно протягивается вдоль Станового хребта до Удской губы Охотского

моря. Северным ограничением пояса выступает Олекмо-Становая сейсмическая зона, южным – Тукурингра-Джагдинская, таким образом, ширина пояса на некоторых участках достигает 400 км. Л.М. Парфенов с коллегами [Парфенов и др., 2003] соотносили ее с южной границей Монголо-Охотского орогенного пояса.

В работе [Имаев и др., 2003] вместо четкой границы выделяется некоторая буферная зона, расположенная между Становой и Монголо-Охотской системой разломов и отделяющая Амурскую микроплиту от Евразийской плиты. В пределах этой зоны, по мнению авторов, по разрывным нарушениям различного ранга происходит интенсивное дробление земной коры на блоки, размеры которых зависят как от степени их жесткости, так и от градиента присутствующих тектонических напряжений.

Б.Ф. Шевченко и В.Б. Каплун [Шевченко, Каплун, 2006] на основании анализа геолого-геофизических данных указывают на отсутствие единого разделительного элемента между Евразийской и Амурскими плитами. По их представлениям, границей сочленения двух плит является сложно построенная зона шириной около 50 км, в пределах которой литосфера редуцирована до 100 км. На дневной поверхности эта область пролегает между Южно-Тукурингрским и Желтулакским разломами. Также на основании построенной авторами геолого-геофизической модели области сочленения двух плит становится очевидным отсутствие эффекта увеличения мощности литосферы вблизи конвергентных границ, что противоречит классическим представлениям о коллизионном взаимодействии внутриконтинентальных областей. Однако это противоречие устраняется, если предположить попеременную природу эволюции выделяемой области, т.е. многократную смену режимов схождения-расхождения, которые происходили с различной во времени скоростью и изменяли характерные направления движения взаимодействующих плит и слагающих их блоков. В пользу такого картирования обозначенной границы говорят и материалы гравиметрической съемки, анализ которых в пределах указанной области позволяет выделить череду локальных

положительных максимумов, служащих индикатором возникавших здесь условий субширотного тектонического сжатия.

Важнейшими элементами строения подвижных поясов являются сuture [Хаин, Ломизе, 2005], которые маркируют зоны коллизионного взаимодействия литосферных плит и разделяют крупные блоки земной коры, отличающиеся по структуре и истории развития. Главным признаком сuture является наличие офиолитовых комплексов, но офиолиты Монголо-Охотского складчатого пояса претерпели интенсивную метаморфическую и тектоническую переработку, поэтому иногда наличие сuture можно распознать только по резкому контрасту в геологическом строении блоков разделенных разломом. В соответствии с такими представлениями область сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит должна проходить в пределах Становой гранит-зеленокаменной зоны, что хорошо согласуется с данными приведенными в работе [Малышев и др., 2007].

Различное картирование северной окраины Амурской микроплиты, в первую очередь, связано с критериями, по которым различными авторами выделяются области сочленения литосферных плит и блоков. Наиболее общий подход к выделению границ литосферных плит отражен в работе [Гатинский и др., 2008]. Согласно этому подходу, границы литосферных плит представляют собой транзитные зоны, в пределах которых реализуются тектонические напряжения, возникающие при взаимодействии структур различной иерархии. Для таких зон характерно широкое развитие сейсмоактивных разломов, являющихся маркерами делимости литосферы на блоки различной жесткости. Вектора горизонтальных скоростей, присущие блокам подчиненного порядка, часто значительно отличаются по азимуту и амплитуде от векторов, характерных для взаимодействующих тектонических единиц высшего порядка. Величина выделяемой сейсмической энергии в этих зонах максимальна в области сочленения плит и постепенно убывает с удалением от их границ, коррелируя при этом с изменением характеристик векторов горизонтальных скоростей. Движения блоков преимущественно локализируются в

пределах земной коры, иногда затрагивая мантийный слой литосферы. Мощность литосферы блоков прямо пропорциональна их степени жесткости и определяет характер их деформирования. Такие зоны относятся к наиболее нестабильным областям литосферы и представляют собой территории, обладающие максимальным потенциалом для возникновения природно-техногенных катастроф.

К подобным выводам можно прийти, исходя из анализа данных, приведенных в [Kreemer, Holt, Haines, 2003], где на основании геодезических, геологических и сейсмических данных показано, что кинематические характеристики взаимодействующих Евразийской и Амурской плит практически идентичны, однако зона их сочленения ярко выражена в градиентах поля напряжений, плотности разрывных нарушений и сейсмичности.

Проведенные нами на территории Верхнего Приамурья исследования движений земной коры методами космической геодезии позволили получить векторное поле скоростей, характеризующее кинематику блоков в зоне предполагаемого сочленения Евразийской и Амурской плит. Однако на данном этапе исследования четко определить по кинематическим параметрам северную границу Амурской микроплиты не удалось. Скорее всего, в соответствии с изложенным выше подходом, она представляет собой довольно обширный участок, заключенный между Становым и Южно-Тукурингрским разломами, в пределах которого происходит некогерентное изменение векторов скорости точек, принадлежащих Евразийской плите, к векторам, характеризующим Амурскую микроплиту.

Дальнейшие исследования по теме работы смогут уточнить на выделенном участке локализацию северной границы Амурской микроплиты на неотектоническом этапе, а привлечение дополнительных геологических и палеомагнитных данных даст возможность проследить изменение ее положения в геологической истории региона.

## Заключение

Современное состояние наук о Земле обуславливает необходимость привлечения в качестве отправных данных при построениях результатов, полученных с помощью точных математических методов, выполненных на основе строгих методологических подходов. Эти данные должны удовлетворять критериям однозначности, обоснованности, верифицируемости и формальной непротиворечивости. Таким критериям в случае изучения происходящих на земной поверхности смещений, как это было показано в работе, полностью удовлетворяют методы космической геодезии.

Верхнее Приамурье – это уникальный по своей структуре и истории геологического развития регион, который давно привлекал внимание исследователей, однако зачастую их взгляды противоречили друг другу в силу неоднозначности их представлений и используемого материала. Результаты исследований, представленные в настоящей работе, представляют собой первые количественные данные, характеризующие геодинамические процессы в приповерхностном слое земной коры на выделяемом участке. Они послужат фундаментальной основой для дальнейшего понимания геодинамики описанного региона и сопряженных с ним территорий.

Комплексный анализ полученных результатов позволил сделать следующие основные выводы, характеризующие современное блоковое строение и межблоковые взаимодействия в зоне сочленения Евразийской и Амурской плит в пределах Верхнего Приамурья.

1. В целом относительно общеземной системы отсчета исследуемый регион смещается на ЮВВ со скоростями 24–30 мм/год и представляет в первом приближении единую структуру. Однако разница в скоростях между близко расположенными точками указывает на довольно высокую современную активность перемещений тектонических блоков между Тукурингской и Джелталукской разломными системами.

2. В настоящее время происходит общее поднятие полигона, причем скорости восходящих движений не везде одинаковы, наибольшие скорости (до 4 мм/год)



отмечаются на точках, расположенных в районах положительных морфоструктур Монголо-Охотского складчатого пояса и Джелтулакской шовной зоны.

3. Процессы растяжения земной коры наиболее активно проявляются в области Z-образного сочленения Джелтулакской и Тукурингрской систем разломов. Менее активные области растяжения расположены в зоне смыкания Южно- и Северо-Тукурингрских разломов на западном обрамлении Монголо-Охотского складчатого пояса и на северо-западе Иликанского блока. Области общего сжатия охвачены центральные части территорий Иликанского, Могочинского и Аргунского блоков.

4. В областях общего растяжения земной поверхности наблюдаются рассеянные по площади эпицентры землетрясений, в то время как в областях сжатия сейсмические события практически не регистрируются.

5. Обнаруженные в ходе настоящего исследования области развития интенсивных деформаций характеризуются, по данным МТЗ, наличием множества электропроводящих слоев, что, возможно, говорит о наличии тектонической расслоенности литосферы и разноуровневом характере перемещения блоков.

6. На данном этапе четко определить по кинематическим параметрам северную границу Амурской микроплиты не представляется возможным. Скорее всего, она представляет собой довольно обширный участок, заключенный между Становым и Южно-Тукурингрским разломами, в пределах которого происходит некогерентное изменение векторов скорости точек, принадлежащих Евразийской плите, к векторам, характеризующим Амурскую микроплиту.

Весомая значимость полученных результатов, кроме их роли в развитии фундаментальных представлений, заключается и в практической оценке возможных рисков возникновения значительных по своей силе землетрясений. К сожалению, на данный момент достоверно предсказать время возникновения, место и магнитуду землетрясения мы не можем, однако в наших силах выявить участки, на которых величина деформационных процессов достигает предельных значений, способных формировать

условия для осуществления разрядки тектонических напряжений в форме сейсмических событий с возможными катастрофическими последствиями. Что особенно актуально для Верхнего Приамурья, т.к. на его площади расположены такие важные инфраструктурные объекты как: сотни километров действующих магистральных нефтепроводов, строящиеся пути газопроводов, Зейская гидроэлектростанция, Байкало-Амурская железнодорожная магистраль, а также множество населенных пунктов, в которых проживает более 100 тыс. человек.

Дальнейшее расширение сети геодезических пунктов позволит уточнить полученные на данном этапе результаты. Расширение планируется производить как в плане сгущения плотности заложенной сети в местах выявленных наибольших градиентов поля скоростей смещений пунктов, так и во включении в общую картину смежных с описанной областью геоблоков за счет пространственного расширения геодинамического полигона. В совокупности с привлечением других имеющихся и получаемых геофизических данных это позволит перейти на новый уровень описания геодинамики изучаемого уровня. В частности, с помощью методов математического моделирования планируется определить перечень необходимых для привлечения дополнительных геофизических данных, на основании которого будут определены граничные условия для перехода от математического к физическому моделированию происходящих в земной коре процессов.

## Литература

1. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезозойско-кайнозойских магматических образований южного обрамления Алданского щита. Проблемы геодинамики // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 36, № 2. С. 56–81.
2. Антонович К.М. Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии. М.: ФГУП «Картгеоцентр», 2005. Т1. 334 с.
3. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 2. С. 299–311.
4. Ашурков С.В., Саньков В.А., Серов М.А., Лукьянов П.Ю., Гриб Н.Н., Бордонский Г.С., Дембелов М.Г. Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2059–2070.
5. Ашурков С.В., Серов М.А., Жижерин В.С., Имаев В.С. Современные деформации Верхнего Приамурья по данным GPS измерений // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37, № 5, С. 86–96.
6. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ. 1986. 248 с.
7. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. 463 с.
8. Войтенко С.П., Учитель И.Л., Ярошенко В.Н., Капочкин Б.Б. Геодинамика. Основы кинематической геодезии. Одесса: Астропринт. 2007. 264 с.
9. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Прохорова Т.В. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 32–47.
10. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
11. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.:Наука. 1975. 536 с.

12. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.
13. Горбунова Е.А., Шерман С.И. Медленные деформационные волны в литосфере: фиксирование, параметры, геодинамический анализ (Центральная Азия) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 1. С. 18–25.
14. Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения центрально-азиатского и тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 5. С. 630–647.
15. Горошко М.В., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. Джелтулакский разлом: глубинное строение, эволюция, металлогения // Литосфера. 2010. № 6. С. 38–54.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Издание третье. Дальневосточная серия. Листы: N-51 (Сковородино), N-52 (Зея). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2009.
17. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-51 – Сковородино. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2009. 448 с.
18. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, №5, С. 629–647.
19. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Под ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1966. 231 с.
20. Жижерин В.С., Серов М.А. Кинематика современных тектонических движений в пределах восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2143–2152.

21. Жижерин В.С., Серов М.А. Современная тектоника западной части Джугджуро-Станового террейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геотектоника. 2017. № 6. С. 56–61.
22. Жижерин В.С., Серов М.А., Сорокин А.П. Современная кинематика северной окраины Аргунского континентального массива // Доклады Академии Наук. 2018. Т. 479. № 1. С.41–43.
23. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. с. 311.
24. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской, горной области и Станового хребта // Доклады Академии Наук СССР. 1978. Т. 240, № 3. с. 669–672.
25. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. Кн. 1. 326 с. Кн. 2. 334 с.
26. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Олекмо-Становой сейсмической зоны (Южная Якутия) // Литосфера. 2005. № 2. С.21–40.
27. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 55–61.
28. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Сейсмогеодинамика Алдано-Станового блока // Тихоокеанская геология. 2012. Т 31. № 1. С. 5–17.
29. Каплун В.Б. Геоэлектрическое строение Верхнеамурского района по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2006. Т 25. № 4. С. 33–53.
30. Леви К.Г. Карта неотектоники Северо-Восточного сектора Азии. Иркутск, 2007.

31. Леви К.Г., Шерман С.И., Саньков В.А. Современная геодинамика Азии: карта, принципы составления, геодинамический анализ // Геотектоника. 2009. № 2. С. 78–93.
32. Леонов М.Г. Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции // Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–28.
33. Лурье А. И. Теория упругости. М.: Наука. 1970. 940 с.
34. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.А., Бызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э. Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов рифтов центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS геодезии // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 11. С. 1814–1825.
35. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
36. Мирошниченко А.И., Сорокин А.П., Саньков А.П., Лухнев А.В., Ашурков С.В., Сорокина А.Т., Панфилов Н.И., Серов М.А., Шерман С.И. Космическая геодезия в задачах геодинамики: Современные движения в Зейско-Буреинском бассейне // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 71–79.
37. Николаев В.В. Сейсмоструктура и сейсмичность восточного фланга Байкальской рифтовой зоны: дис. канд. геол.-мин. наук: 04.00.01 Николаев Виталий Васильевич; [Ин-т земной коры СО РАН]. Иркутск, 1973. 222 с.
38. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Новейшая структура и сейсмичность Янкан-Тукурингра-Джагдинского поднятия // Сейсмические и сейсмогеологические на центральном участке БАМа: сборник научных трудов. Якутск. изд. Якутского филиала СО РАН СССР. 1978. С. 105–122.

39. Овсяченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А. Сейсмоструктура переходной области от Байкальской рифтовой зоны к орогенному поднятию Станового // Геотектоника. 2010. № 1. С. 29–51.
40. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
41. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 3. С. 3–21.
42. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Растяжение в байкальском рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 424. № 5. С. 664–668.
43. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев, А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. с. 52–70.
44. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.
45. Современные движения земной коры (исследования на геодинамических полигонах). Новосибирск: Наука, 1978. 220 с.
46. Семенов Р.Ф. Сейсмоструктура и сейсмическая опасность юга Дальнего Востока России: дис. доктора. геол.-мин. наук: 25.00.03 Семенов Рудольф Михайлович; [Ин-т земной коры СО РАН]. Иркутск, 2002. 270 с.
47. Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика земли. 2010. №4. С. 55–66.

48. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS-наблюдений (2003-2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 4. С. 39–49.
49. Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В., Гильманова Г.З. О параметрах вращения сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 4. С. 21–31.
50. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: КДУ, 2005. – 560 с.
51. Ханчук А.И., Сафонов Д.А., Радзиминович Я.Б., Коваленко Н.С., Коновалов А.В., Шестаков Н.В., Быков В.Г., Серов М.А., Сорокин А. А. Сильнейшее современное землетрясение в Верхнем Приамурье 14 октября 2011 г.: первые результаты комплексного исследования // Доклады Академии Наук. 2012. Т. 445. № 3. С. 1–4.
52. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Глубинное строение и кинематика области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит (Монголо-Охотское звено) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 6. С. 16–25.
53. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Модель глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит // Литосфера. 2007. № 4. С.3–20.
54. Altamimi Z., Rebischung P., Métivier L., Collilieux X. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2016.V. 121. P. 6109–6131, DOI:10.1002/2016JB013098.
55. Badawy A. Present-day seismicity, stress field and crustal deformation of Egypt // Journal of Seismology. 2005. V. 9 P. 267–276, DOI:10.1007/s10950-005-2190-7.
56. Biessy G., Moreau F., Dauteuil O., Bour O. Surface deformation of an intraplate area from GPS time series // Journal of Geodynamics. 2011. V. 52. P. 24–33, DOI:10.1016/j.jog.2010.11.005.



57. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V. 4, № 3. P.52, DOI:10.1029/2001GC000252.
58. Bouysse P. Geological map of the world at 1:50,000,000, 3rd ed., Commission for the Geological Map of the World, Paris, 2009.
59. Chen C., Wen S., Yeh T., Wang C., Yen H., Liu J., Hobara Y., Han P. Observation of surface displacements from GPS analyses before and after the Jiashian earthquake (M = 6.4) in Taiwan // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2013. Vol: 62. P. 662–671, DOI:10.1016/j.jseaes.2012.11.016.
60. Chen X. Present-day horizontal deformation status of continental China and its driving mechanism // *Science in China Series D: Earth Sciences.* 2007. V.50 I.11 P. 1663–1673, DOI:10.1007/s11430-007-0108-7.
61. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 101. P. 425–478.
62. Gatinsky Yu.G., Rundquist D.V., Tyupkin Yu.S.. Block Structures and Kinematics of Western Eurasia According to GPS Data // *Geotectonics.* 2007. V. 41. I. 1. P. 30–42.
63. Global Time Series [электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www-gpsg.mit.edu/~tah/MIT\\_IGS\\_AAC/index2.html](http://www-gpsg.mit.edu/~tah/MIT_IGS_AAC/index2.html). Заглавие с экрана. (Дата обращения 17.10.18).
64. Gu G. Crustal Movement Observed by GPS and Earthquake Activity in the Chinese Mainland and its Neighborhood // *Pure and applied geophysics.* 2006. V.163. I. 11-12. P. 2575–2583, DOI:10.1007/s00024-006-0144-9.
65. Herring T.A., King R.W., Floyd M.A., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.7. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. 2018. 54 p.
66. International GNSS service [электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.igs.org>. Заглавие с экрана. (Дата обращения 06.12.18).

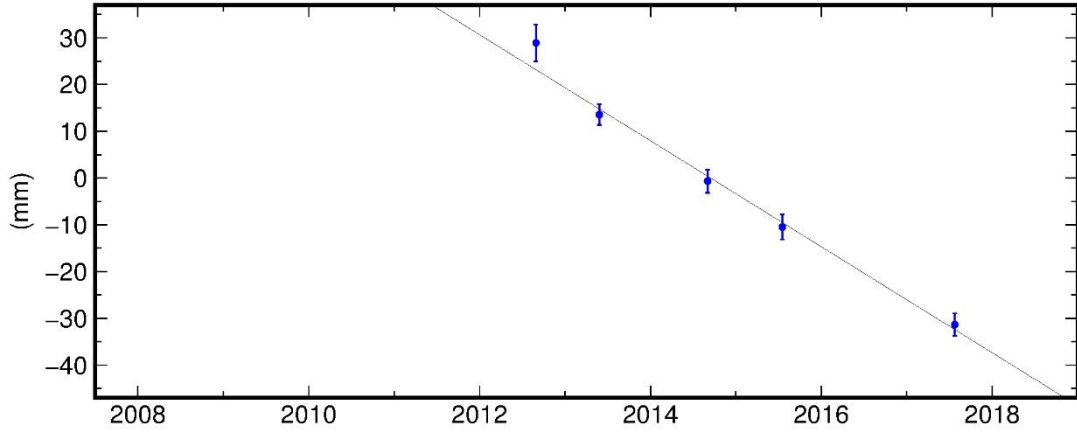
67. Incorporated Research Institutions for Seismology [электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.iris.edu/hq/>. Заглавие с экрана. (Дата обращения 20.12.18).
68. Jin S., Li Z.C., Park P.H. Seismicity and GPS constraints on crustal deformation in the southern part of the Korean Peninsula // *Geosciences Journal*. 2006. V. 10. I. 4. P. 491–497, DOI:10.1007/BF02910442.
69. Kreemer C., Blewitt G., Klein C.A. Geodetic plate motion and global strain rate model // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2014. V.15 I.10. P. 3849–3889, DOI:10.1002/2014GC005407.
70. Kreemer C., Holt W.E., Haines A.J. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation // *Geophysical Journal International*. 2003. V. 154 I. 1 P.8–34, DOI:10.1046/j.1365-246X.2003.01917.x.
71. Kostyuk A.D., Sycheva N.A., Yunga S.L., Bogomolov L.M., Yagi Y. Deformation of the Earth's Crust in the Northern Tien Shan According to the Earthquake Focal Data and Satellite Geodesy // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2010. V. 46, № 3. P. 230–243.
72. Kuzikov S.I., Mukhamediev Sh.A. Structure of the Present day Velocity Field of the Crust in the Area of the Central Asian GPS Network // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2010. V. 46, № 7. P. 584–601.
73. Levi K.G., Sherman S.I., San'kov V.A. Recent geodynamics of Asia: Map, principles of its compilation, and geodynamic analysis // *Geotectonics*. 2009. V. 43. I. 2. P. 152–165, DOI:10.1134/S001685210902006X.
74. Levin V.E., Bakhtiarov V.F., Pavlov V.M., Titkov N.N., Serovetnikov S.S. Geodynamic Studies of the April 20(21), 2006 Olyutorskii Earthquake Based on Observations by the Kamchatka GPS Network // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2010. V. 4. № 3. P. 193–202, DOI:10.1134/S0742046310030048.

75. Lohman R. Crustal Deformation During the Seismic Cycle, Interpreting Geodetic Observations of. In: Meyers R. (eds) Encyclopedia of Complexity and Systems Science. Springer, New York, 2009 P. 79–94, DOI:10.1007/978-0-387-30440-3.
76. Lukhnev A.V., San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Calais E. GPS rotation and strain rates in the Baikal-Mongolia region // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51. I. 7. P. 785–793, DOI:10.1016/j.rgg.2010.06.006.
77. Mukul M., Jade S., Bhattacharyya A. K., Bhusan K. Crustal Shortening in Convergent Orogens: Insights from Global Positioning System (GPS) Measurements in Northeast India // Journal Geological Society Of India. 2010. I.75. P. 302–312.
78. Nilforoushan F., Masson F., Vernant P., Vigny C., Martinod J., Abbassi M., Nankali H., Hatzfeld D., Bayer R., Tavakoli F., Ashtiani A., Doerflinger E., Daignieres M., Collard P., Chery J. GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran // Journal of Geodesy. 2003. V. 77 P. 411–422 DOI:10.1007/s00190-003-0326-5.
79. Nocquet J.M., Willis P., Garcia S. Plate kinematics of Nubia–Somalia using a combined DORIS and GPS solution // Geodesy. 2006. V. 80. P. 591–607, DOI:10.1007/s00190-006-0078-0.
80. Sankov V.A. Recent geodynamics of intracontinental areas: instrumental and geomorphological assessment of crustal movements and deformation in Central Asia // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5 I. 1. P. 159–182, DOI:10.5800/GT-2014-5-1-0122.
81. Shestakov N.V., Takahashi H., Ohzono M., Prytkov A.S., Bykov V.G., Gerasimenko M.D., Luneva M.N., Gerasimov G.N., Kolomiets A.G., Bormotov V.A., Vasilenko N.F., Baek J., Park P., Serov M.A. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // Tectonophysics. 2012. V. 524. P. 76–86, DOI:10.1016/j.tecto.2011.12.019.
82. Verma M., Bansal B.K. Indian National GNSS Programme: Crustal deformation measurements in the Indian Sub-continent // JoAES. 2012. V.50 P.1–6, DOI:10.1016/j.jseaes.2012.01.003.

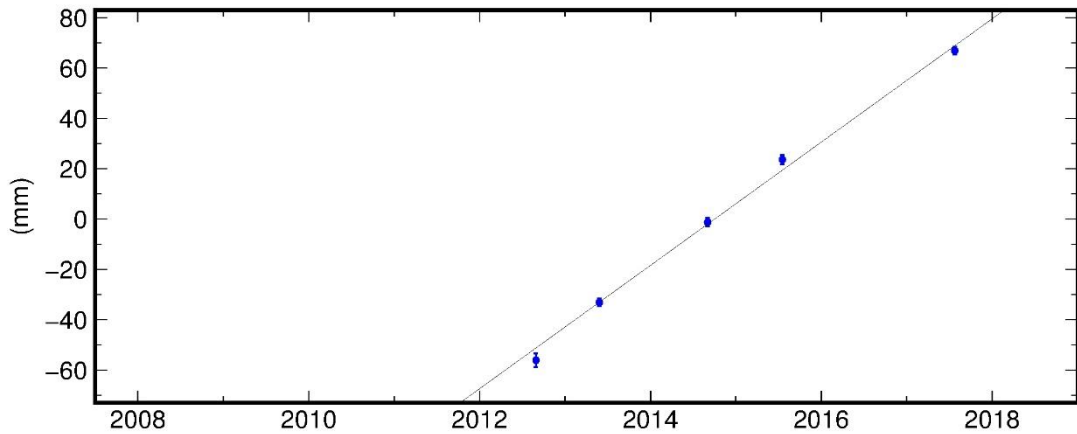
83. Wang W., Yang S., Wang Q. Crustal block rotations in Chinese mainland revealed by GPS measurements // *Earthquake Science*. 2009. V.22, I.6. P. 639–649 DOI:10.1007/s11589-009-0639-4.
84. Wang Y., Wang E., Shen Z., Wang M., Gan W., Meng G., Li T., Tao W., Yang Y., Cheng J., Li P. GPS-constrained inversion of present-day slip rates along major faults of the Sichuan-Yunnan region, China // *Sci China Ser D-Earth Sci*. 2008. V. 51. №. 9. P. 1267–1283, DOI:10.1007/s11430-008-0106-4.
85. Wang X., Li J., Zubovich A. Wang Q. Horizontal movement and strain characteristics in Tianshan and its adjacent region with GPS deformation data // *Acta Seimol. Sin.* 2007. V.20 P. 33–39 DOI:10.1007/s11589-007-0033-z.
86. Wei D., Seno T. Determination of the Amurian plate motion // *Mantle dynamics and plate interaction in East Asia* / Eds. M. Flower, S. Chung, C. Lo, T. Lee. 1998. P. 337–346. DOI:10.1029/GD027p0337.
87. Wei M., Yugang L., Decheng J., Jian S., Xiaolong P. Evidence for Holocene activity of the Yilan-Yitong fault, northeastern section of the Tan-Lu fault zone in Northeast China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 67-68. P. 207–216.
88. Zhao D., Liu L. Deep structure and origin of active volcanoes in China // *Geoscience Frontiers*. 2010. № 1. P. 31–44, DOI:10.1016/j.gsf.2010.08.002.
89. Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*. 1981. V. 76. P. 1–45.

Приложение

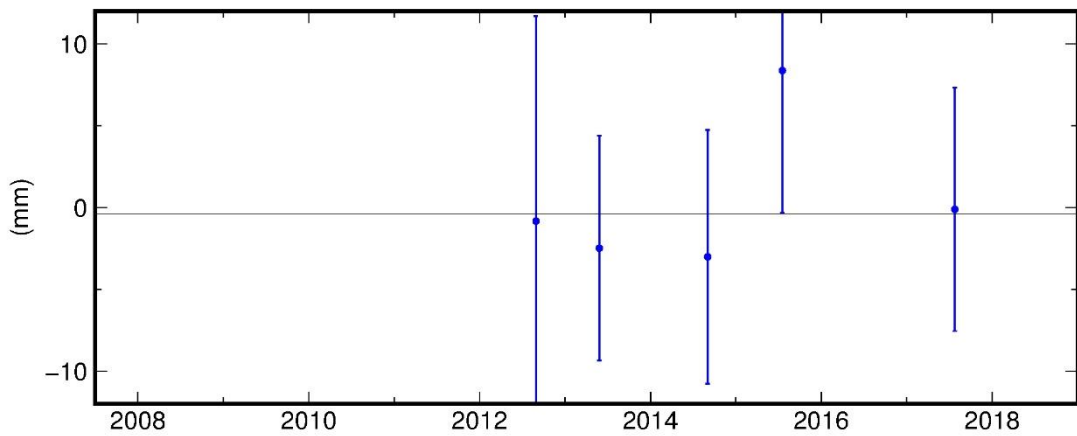
ANOS North Offset 6073913.694 m  
 rate(mm/yr)=  $-11.34 \pm 0.69$  nrms= 0.99 wrms= 2.6 mm # 5



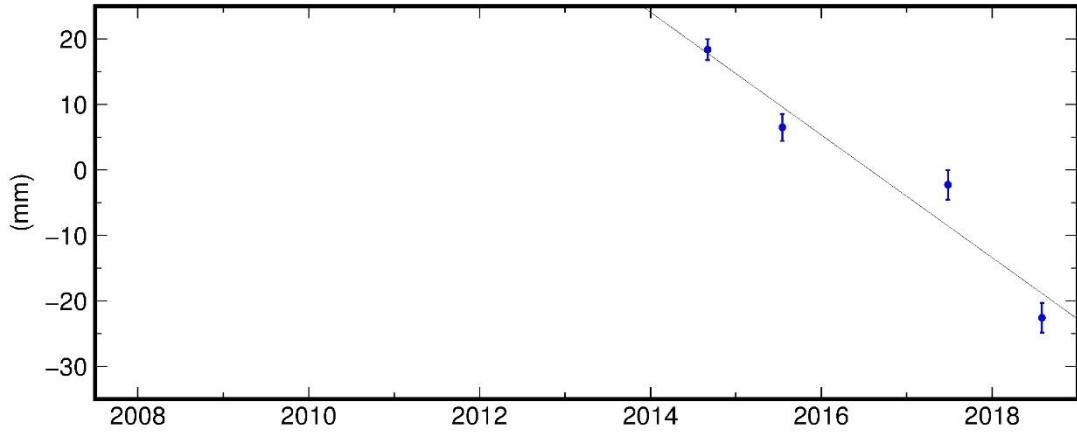
ANOS East Offset 7990944.341 m  
 rate(mm/yr)=  $24.49 \pm 0.46$  nrms= 1.82 wrms= 3.2 mm # 5



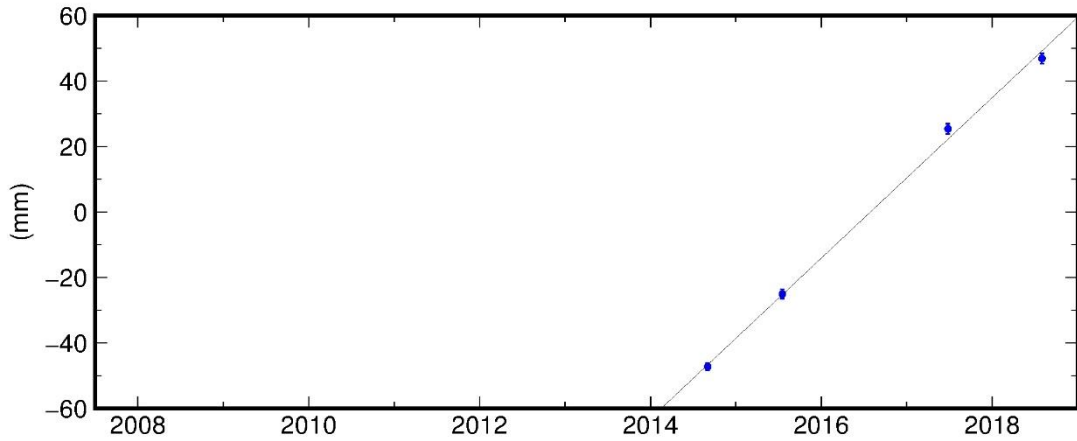
ANOS Up Offset 585.383 m  
 wmean(mm)=  $5383.94 \pm 3.64$  nrms= 0.55 wrms= 4.5 mm # 5



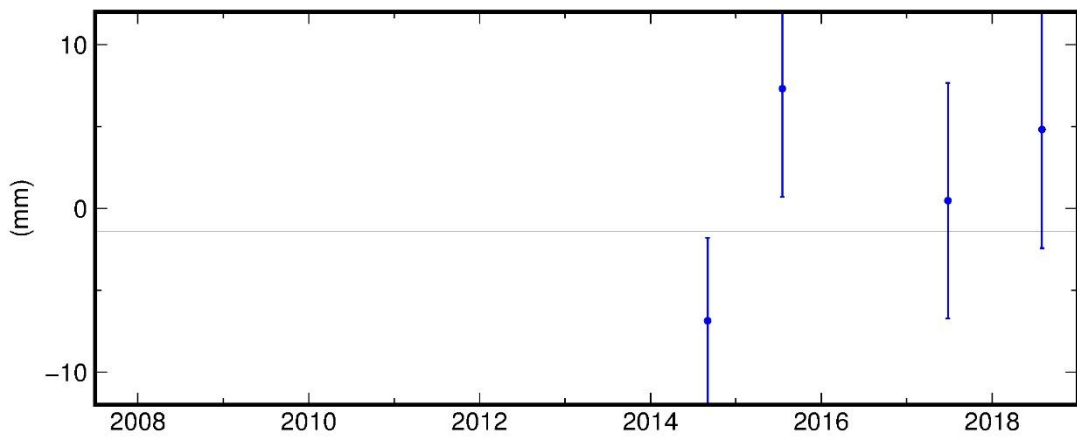
BERZ North Offset 6031665.573 m  
 rate(mm/yr)=  $-9.37 \pm 0.64$  nrms= 2.55 wrms= 5.0 mm # 4



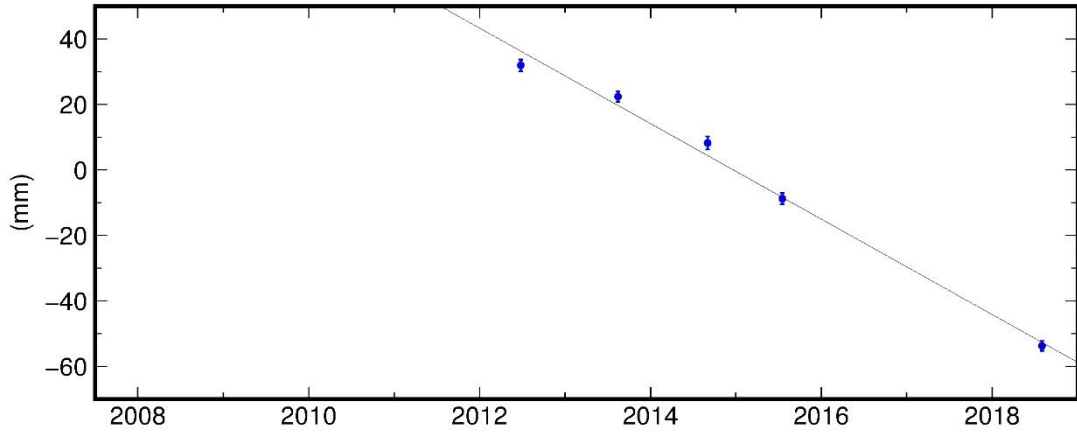
BERZ East Offset 8024157.419 m  
 rate(mm/yr)=  $24.50 \pm 0.45$  nrms= 1.76 wrms= 2.5 mm # 4



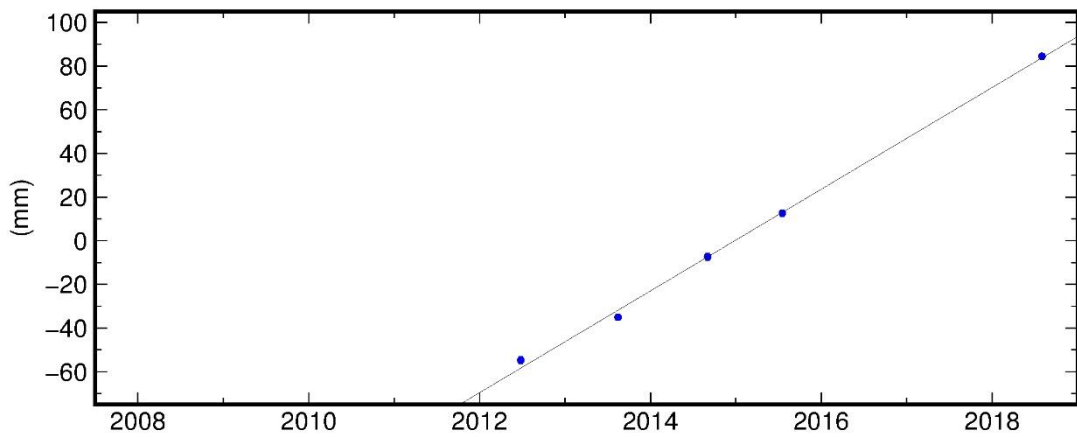
BERZ Up Offset 560.788 m  
 wmean(mm)=  $795.88 \pm 3.16$  nrms= 1.08 wrms= 6.8 mm # 4



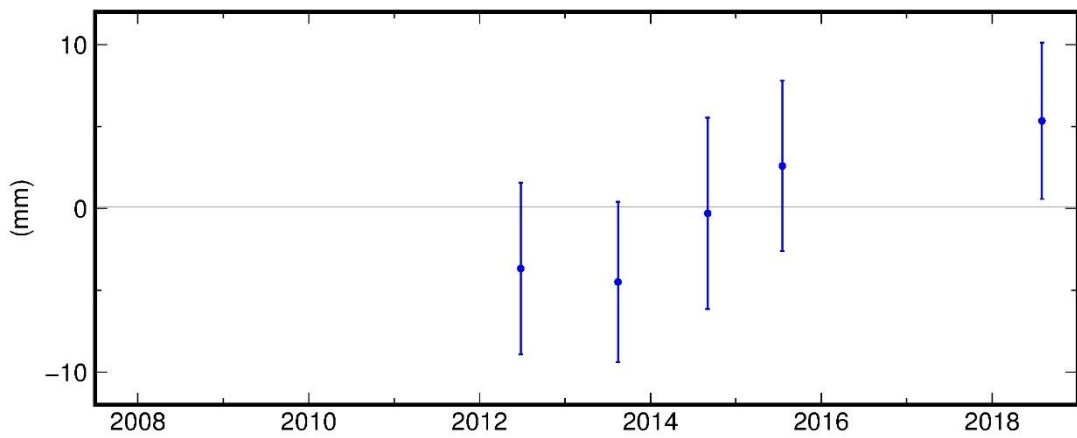
BUGO North Offset 6015260.952 m  
 rate(mm/yr)=  $-14.58 \pm 0.35$  nrms= 2.07 wrms= 3.5 mm # 5



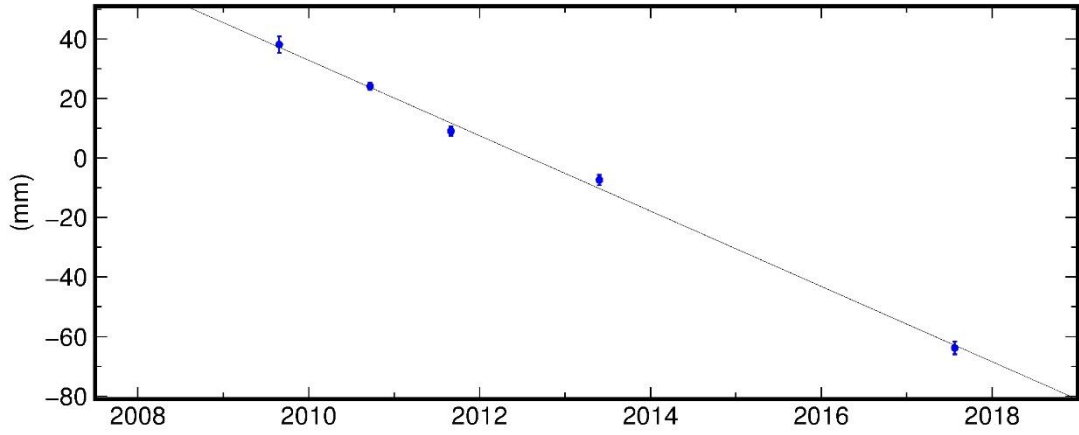
BUGO East Offset 8165011.500 m  
 rate(mm/yr)=  $23.30 \pm 0.27$  nrms= 2.19 wrms= 2.8 mm # 5



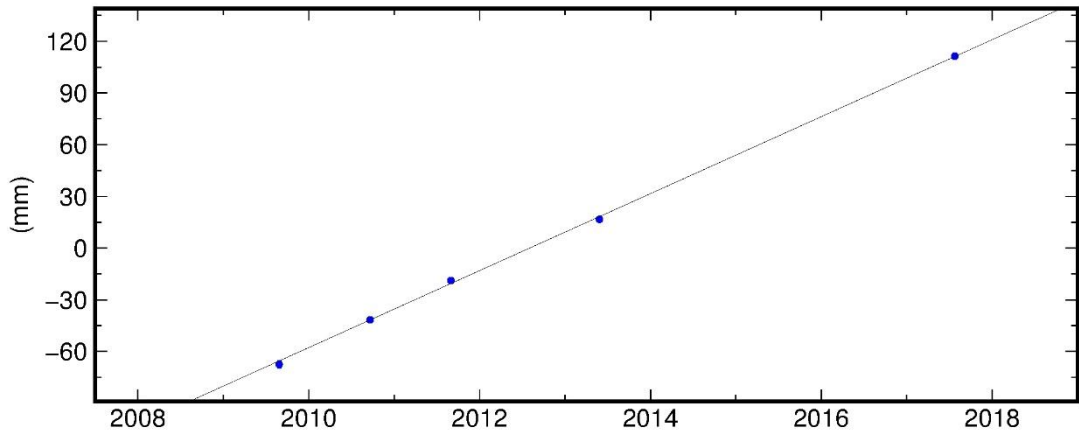
BUGO Up Offset 370.995 m  
 wmean(mm)=  $998.30 \pm 2.31$  nrms= 0.84 wrms= 4.3 mm # 5



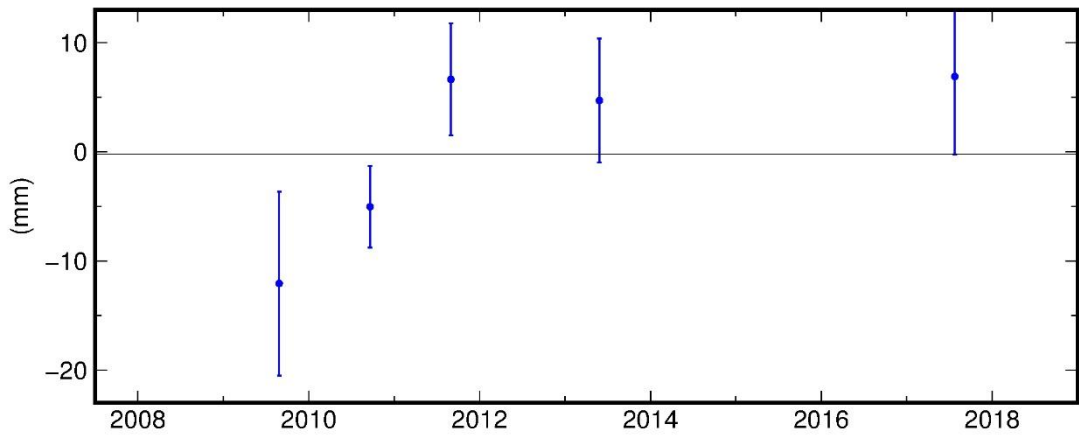
DJEL North Offset 6071133.596 m  
 rate(mm/yr)=  $-12.66 \pm 0.33$  nrms= 1.42 wrms= 2.3 mm # 5



DJEL East Offset 8050327.010 m  
 rate(mm/yr)=  $22.34 \pm 0.26$  nrms= 1.15 wrms= 1.5 mm # 5

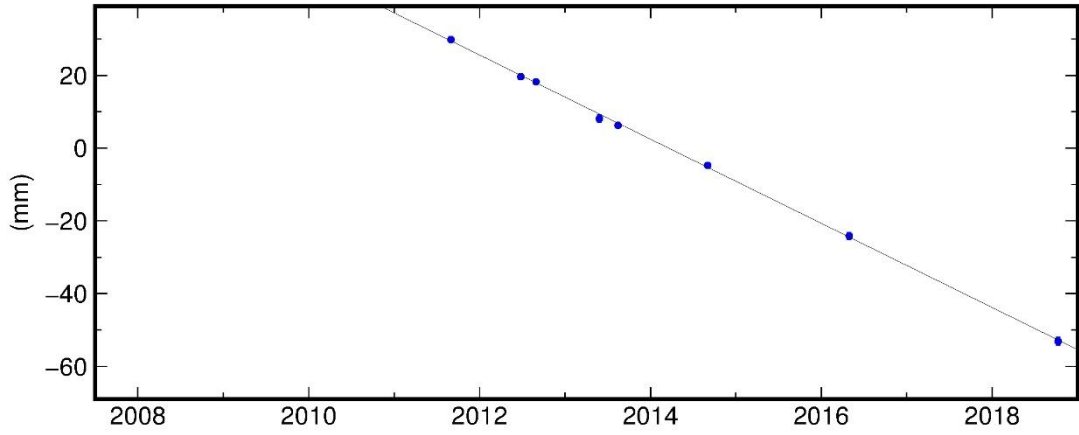


DJEL Up Offset 759.749 m  
 wmean(mm)=  $9754.29 \pm 2.39$  nrms= 1.34 wrms= 7.2 mm # 5

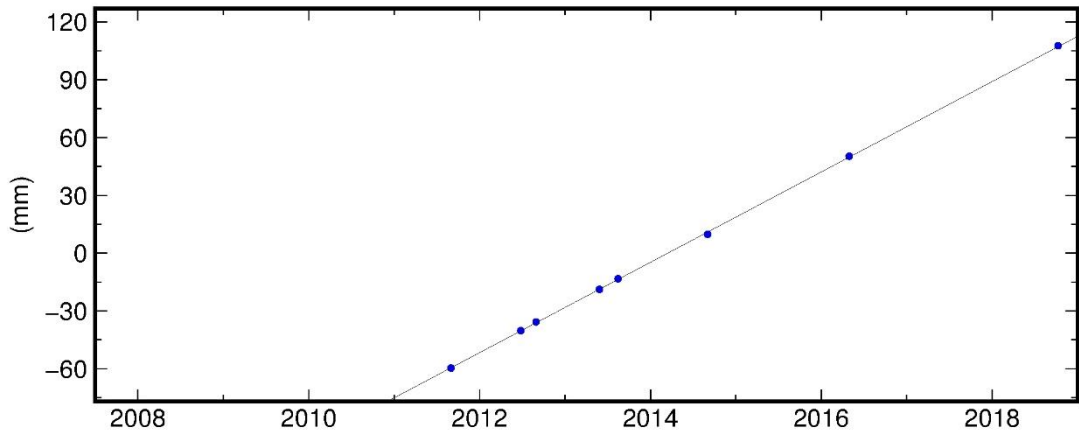




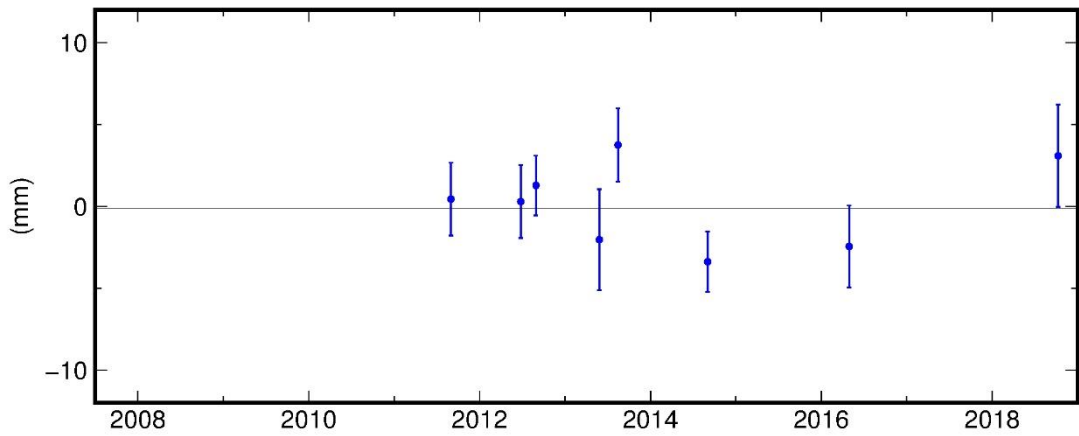
ERO1 North Offset 6006939.772 m  
 rate(mm/yr)=  $-11.57 \pm 0.14$  nrms= 0.85 wrms= 0.6 mm # 8



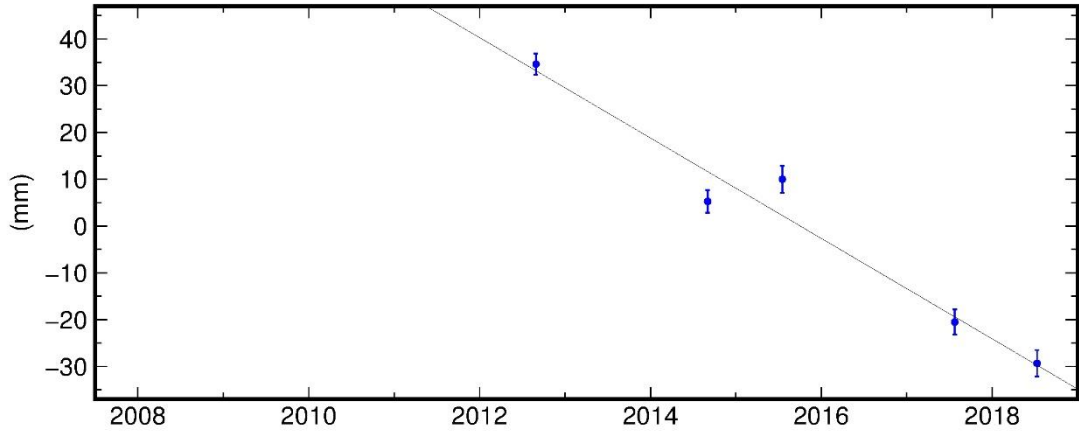
ERO1 East Offset 7987332.185 m  
 rate(mm/yr)=  $23.46 \pm 0.11$  nrms= 1.21 wrms= 0.7 mm # 8



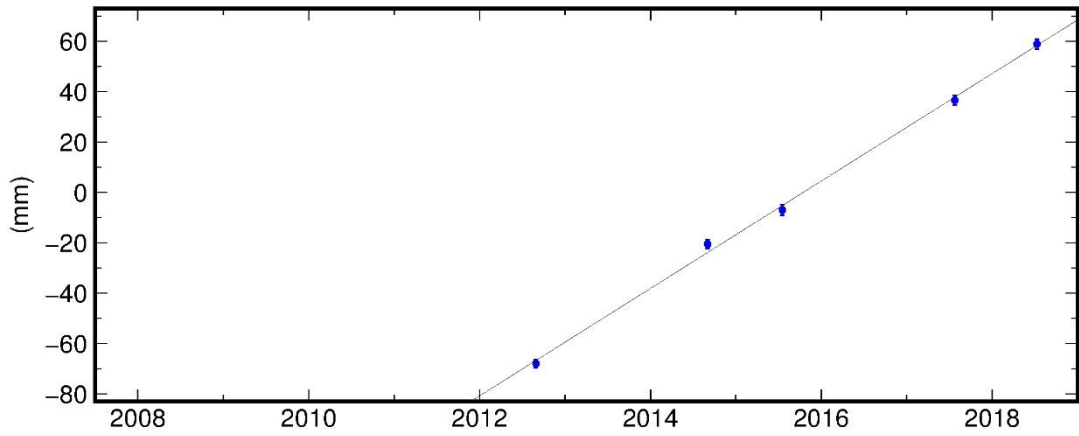
ERO1 Up Offset 533.473 m  
 wmean(mm)=  $3472.47 \pm 0.80$  nrms= 1.14 wrms= 2.6 mm # 8



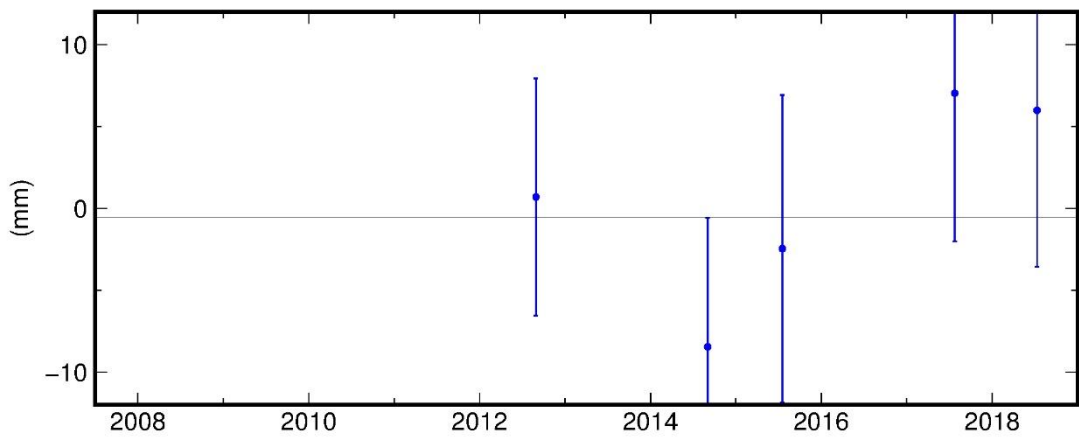
JIVO North Offset 6153020.133 m  
 rate(mm/yr)=  $-10.73 \pm 0.54$  nrms= 2.21 wrms= 5.7 mm # 5



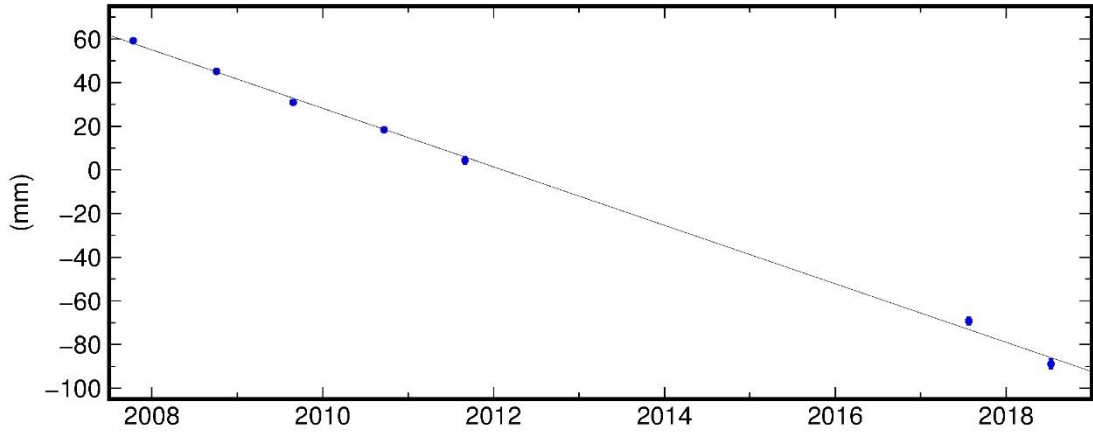
JIVO East Offset 7959075.477 m  
 rate(mm/yr)=  $21.33 \pm 0.38$  nrms= 1.36 wrms= 2.5 mm # 5



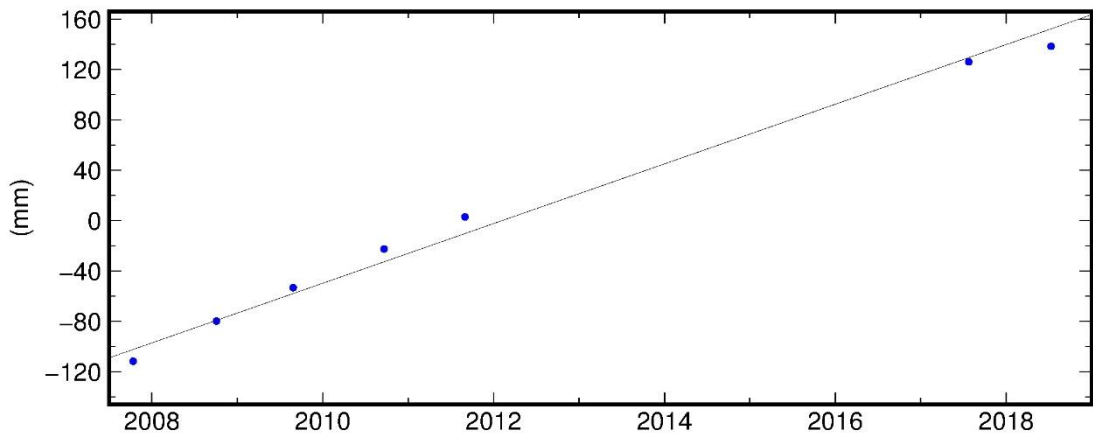
JIVO Up Offset 558.074 m  
 wmean(mm)=  $8074.06 \pm 3.79$  nrms= 0.75 wrms= 6.3 mm # 5



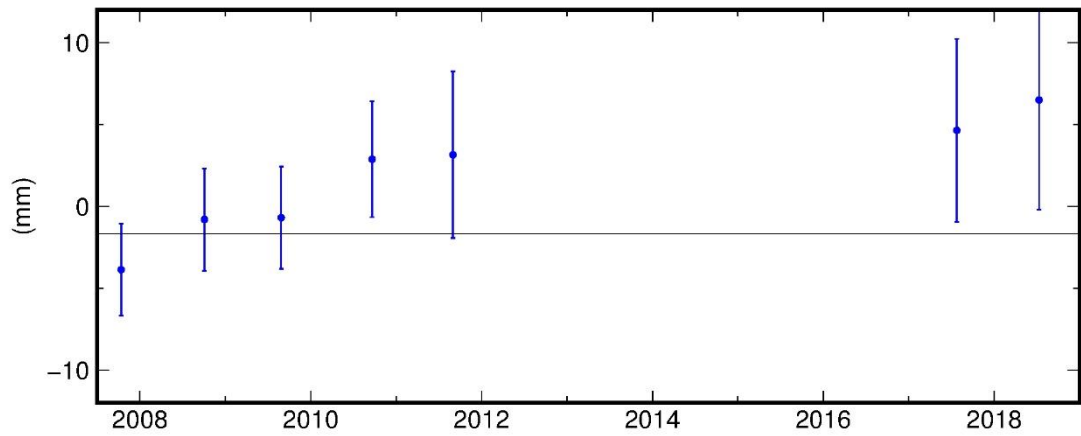
KUVI North Offset 6146309.971 m  
 rate(mm/yr)=  $-13.40 \pm 0.15$  nrms= 1.63 wrms= 2.0 mm # 7



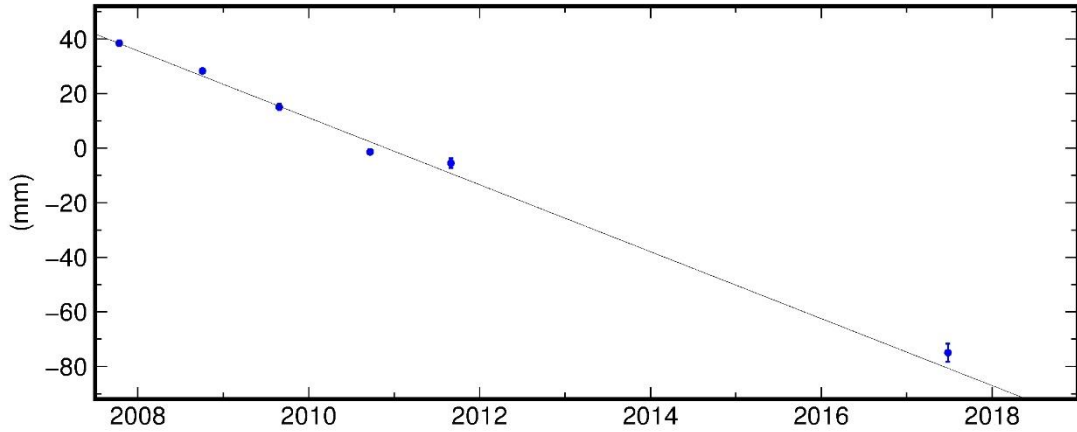
KUVI East Offset 7888324.793 m  
 rate(mm/yr)=  $23.69 \pm 0.11$  nrms= 10.67 wrms= 9.7 mm # 7



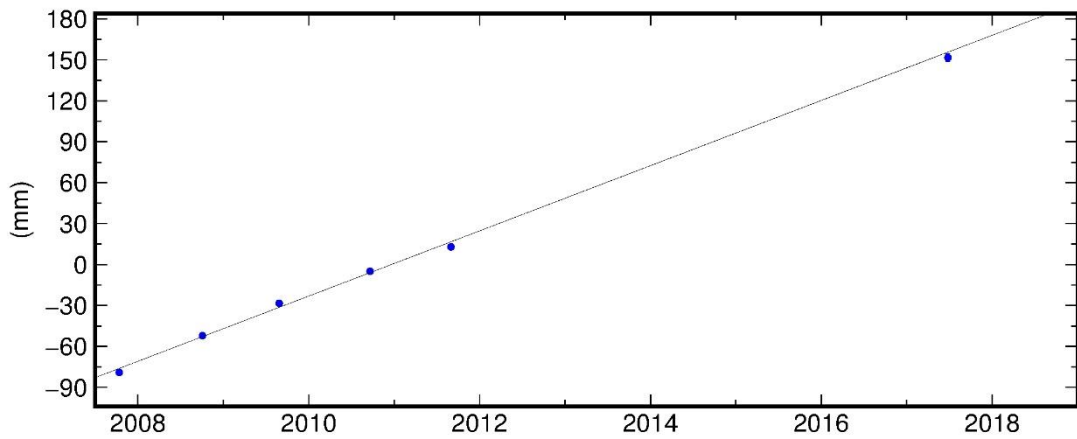
KUVI Up Offset 589.311 m  
 wmean(mm)=  $9309.64 \pm 1.41$  nrms= 0.88 wrms= 3.3 mm # 7



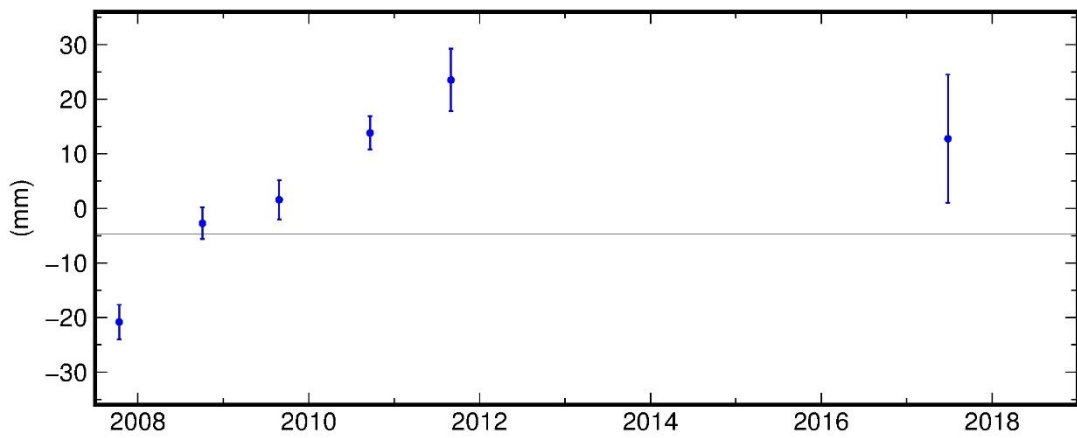
MAGD North Offset 5952249.361 m  
 rate(mm/yr)=  $-12.27 \pm 0.29$  nrms= 2.55 wrms= 3.0 mm # 6



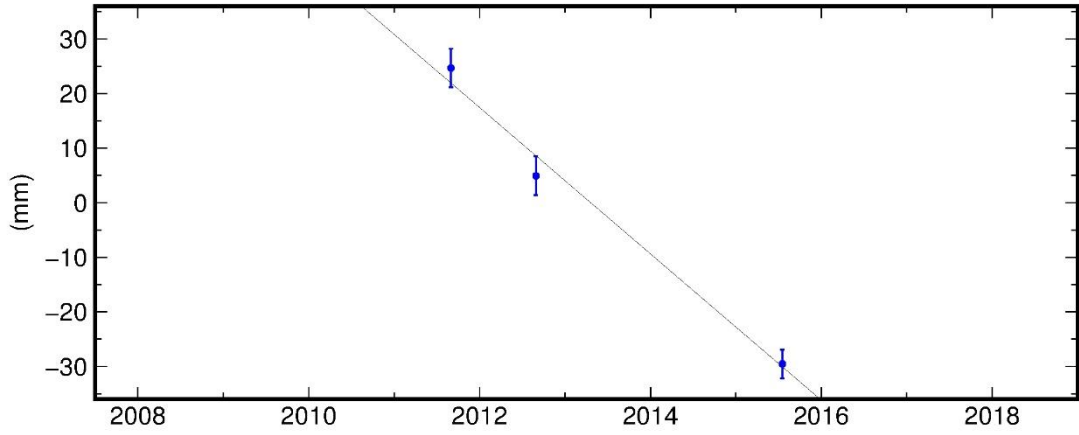
MAGD East Offset 8335656.151 m  
 rate(mm/yr)=  $23.89 \pm 0.22$  nrms= 3.02 wrms= 2.8 mm # 6



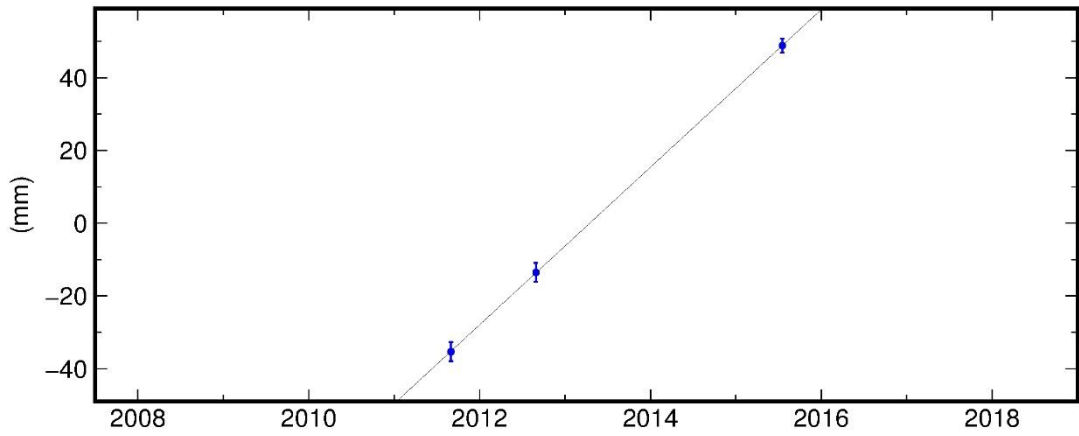
MAGD Up Offset 380.673 m  
 wmean(mm)=  $663.41 \pm 1.50$  nrms= 4.09 wrms= 15.0 mm # 6



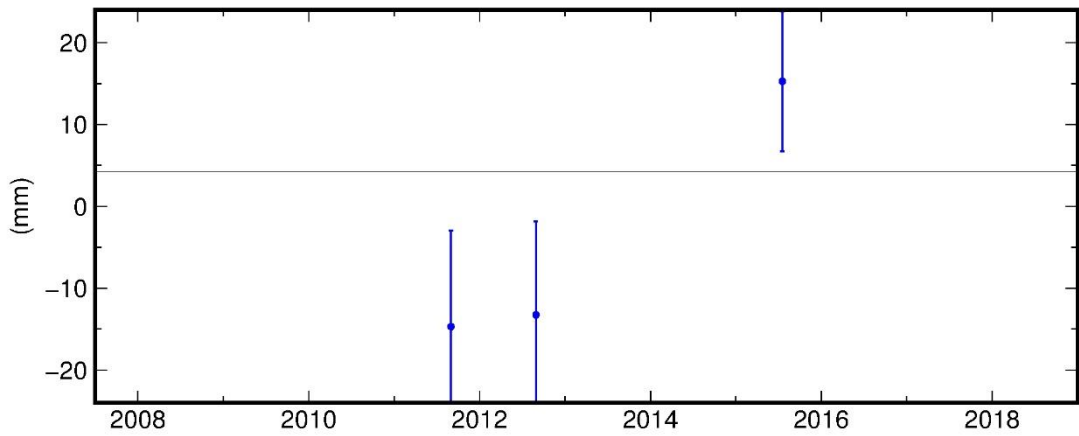
NYUK North Offset 6077384.494 m  
 rate(mm/yr)=  $-13.41 \pm 1.05$  nrms= 1.30 wrms= 4.1 mm # 3



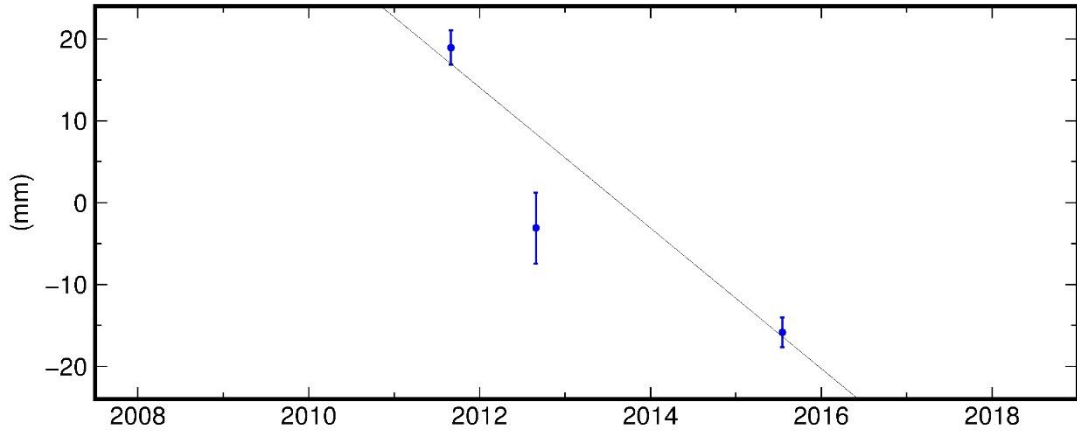
NYUK East Offset 7879858.854 m  
 rate(mm/yr)=  $21.67 \pm 0.78$  nrms= 0.06 wrms= 0.1 mm # 3



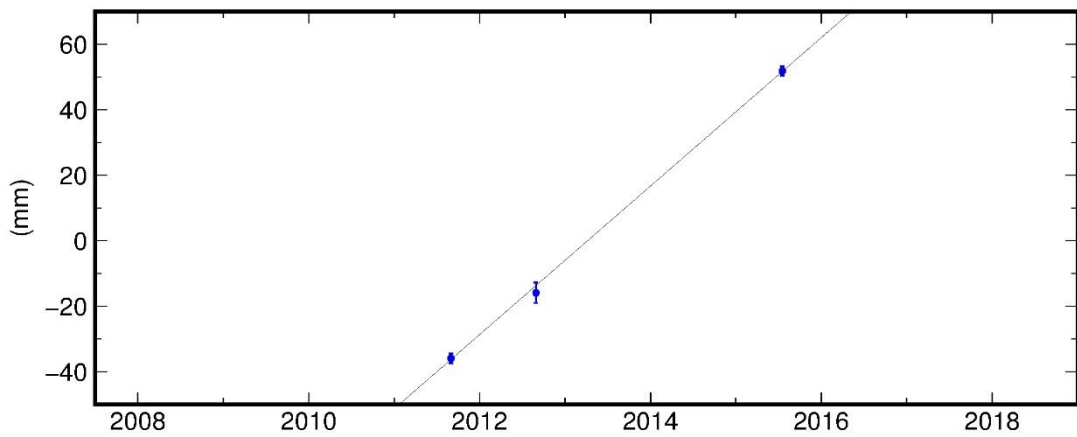
NYUK Up Offset 740.554 m  
 wmean(mm)=  $564.63 \pm 5.91$  nrms= 1.75 wrms= 17.9 mm # 3



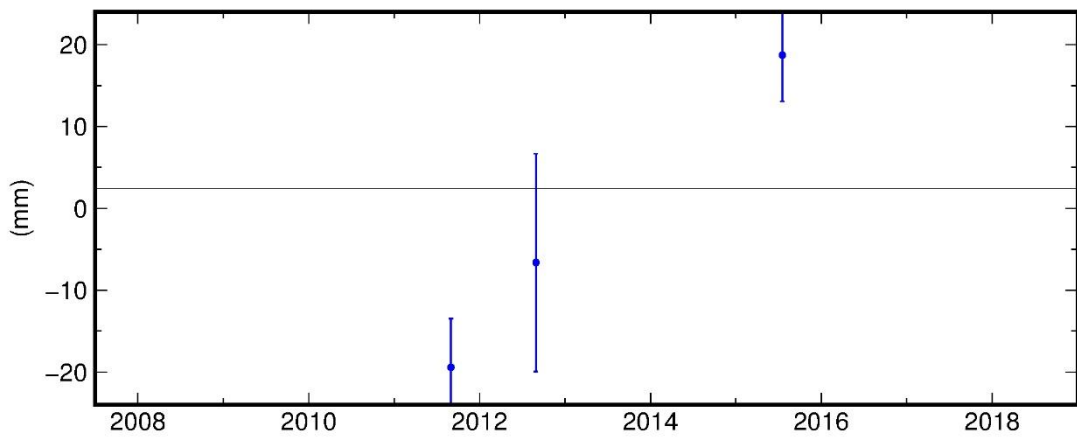
PUTA North Offset 6041974.406 m  
 rate(mm/yr)=  $-8.59 \pm 0.70$  nrms= 2.83 wrms= 6.4 mm # 3



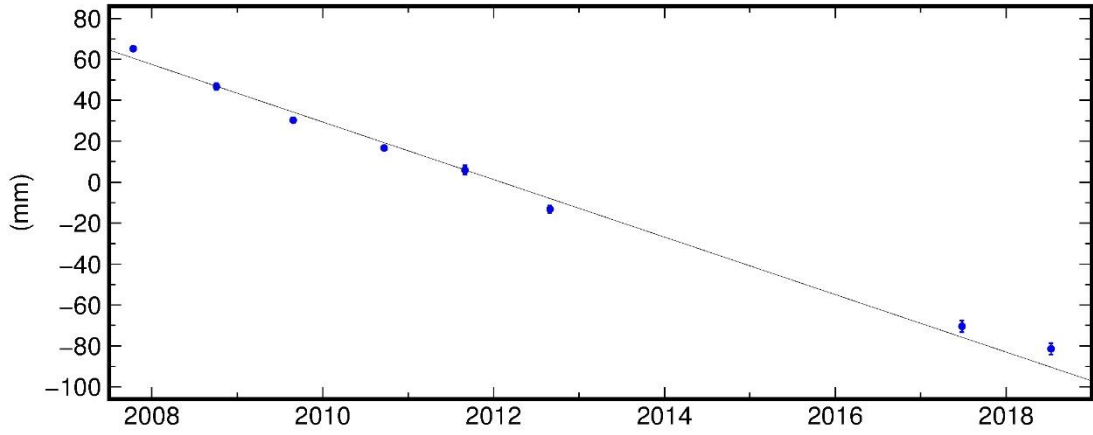
PUTA East Offset 7977216.787 m  
 rate(mm/yr)=  $22.68 \pm 0.50$  nrms= 0.76 wrms= 1.2 mm # 3



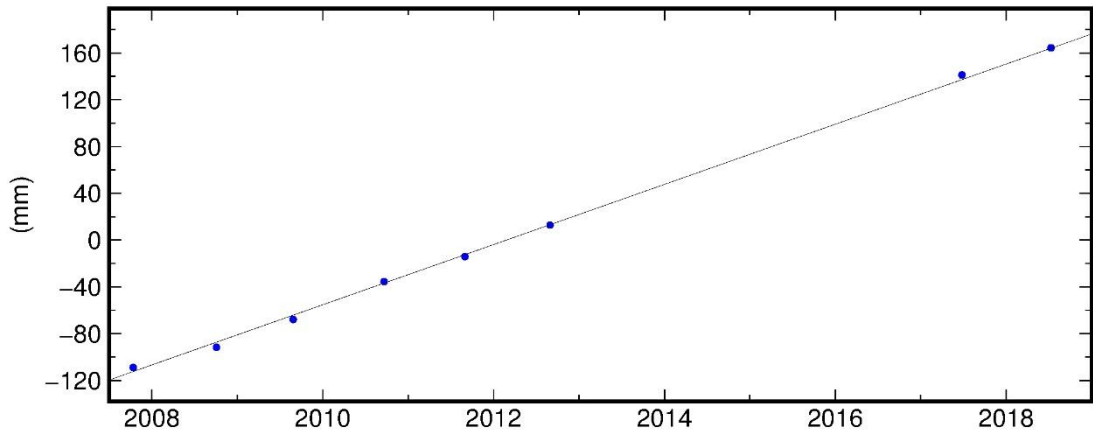
PUTA Up Offset 631.542 m  
 wmean(mm)=  $1559.20 \pm 3.92$  nrms= 3.31 wrms= 22.4 mm # 3



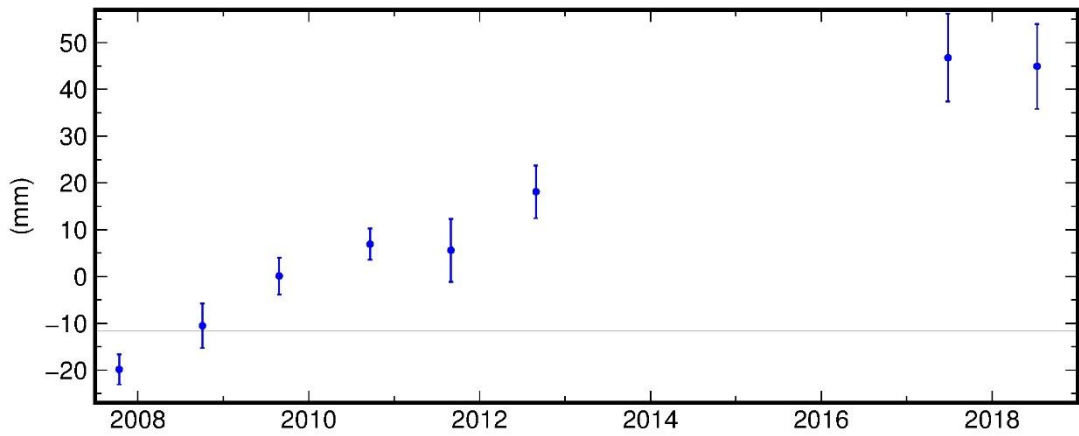
SKOR North Offset 6008499.005 m  
rate(mm/yr)=  $-14.06 \pm 0.20$  nrms= 3.11 wrms= 4.7 mm # 8



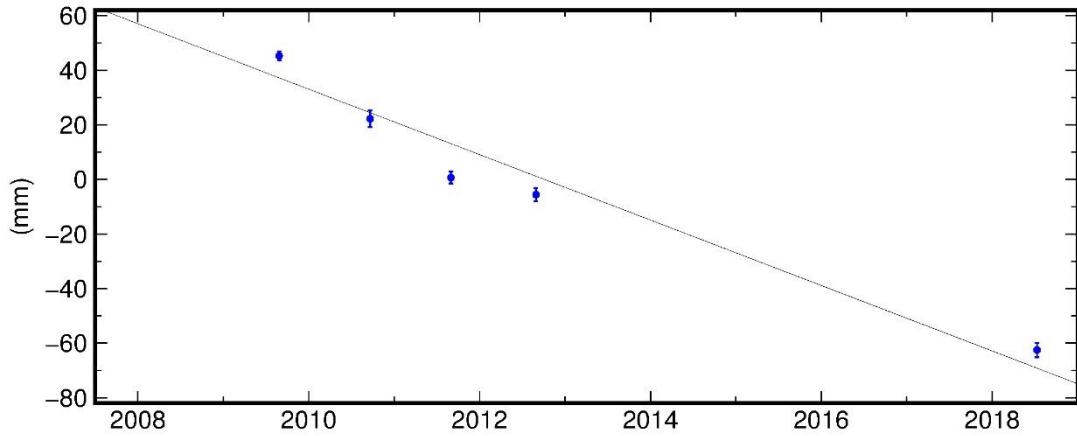
SKOR East Offset 8125674.409 m  
rate(mm/yr)=  $25.73 \pm 0.16$  nrms= 3.02 wrms= 3.4 mm # 8



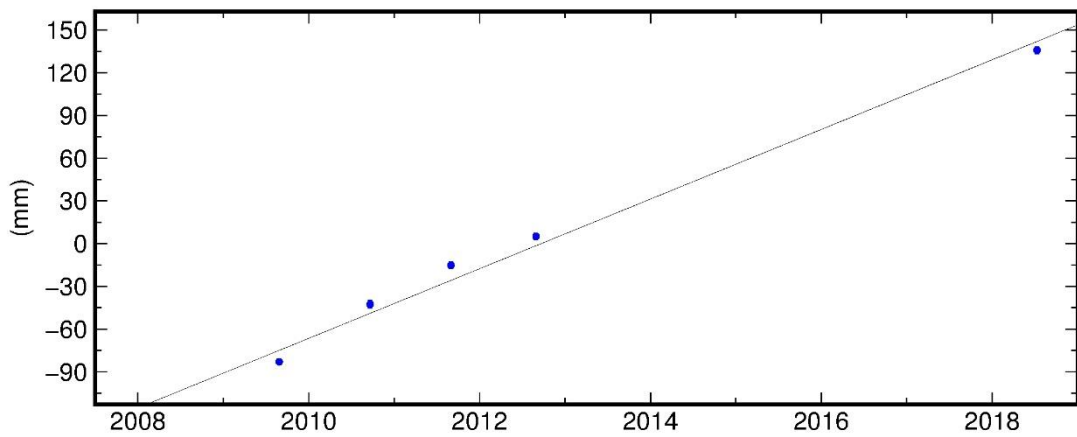
SKOR Up Offset 433.796 m  
wmean(mm)=  $3800.70 \pm 1.64$  nrms= 3.92 wrms= 18.2 mm # 8



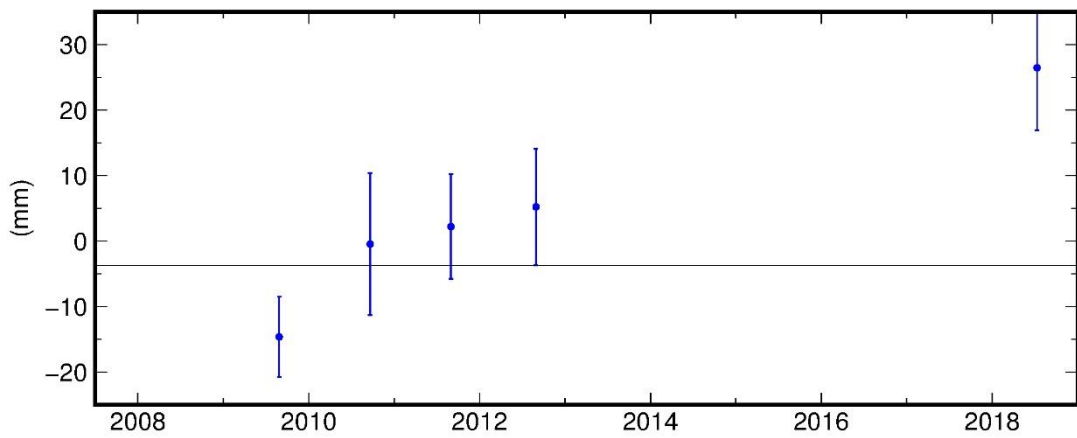
SOLO North Offset 6044062.060 m  
 rate(mm/yr)=  $-11.99 \pm 0.34$  nrms= 4.83 wrms= 10.8 mm # 5



SOLO East Offset 8085870.384 m  
 rate(mm/yr)=  $24.46 \pm 0.28$  nrms= 5.49 wrms= 10.3 mm # 5

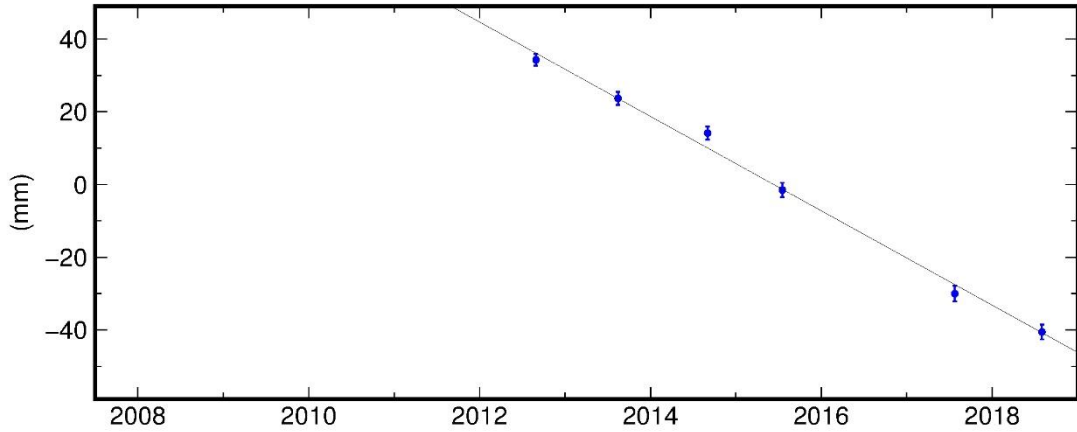


SOLO Up Offset 708.316 m  
 wmean(mm)=  $8320.68 \pm 3.67$  nrms= 1.86 wrms= 15.2 mm # 5

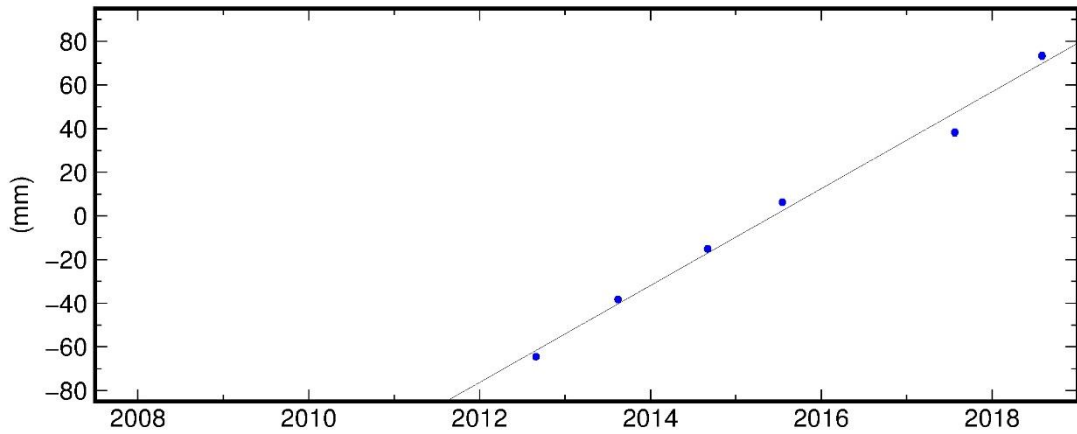




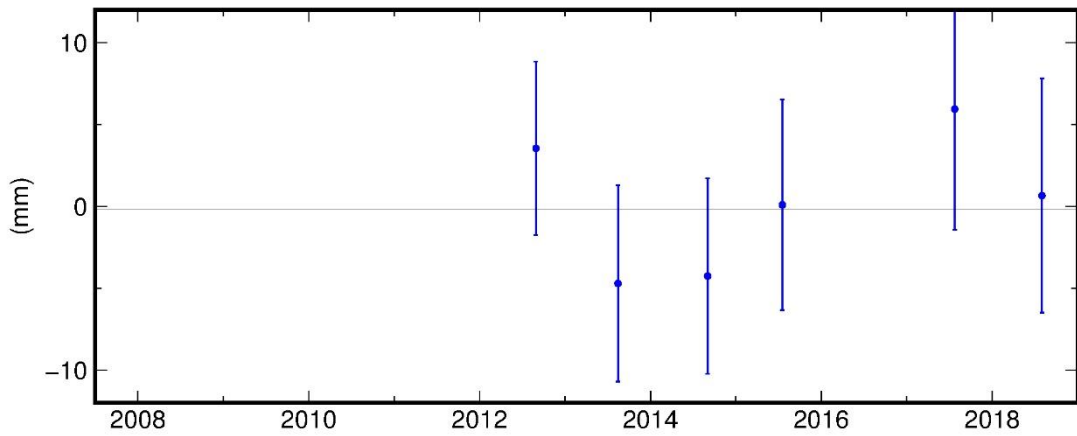
SOSN North Offset 6033278.443 m  
 rate(mm/yr)=  $-12.97 \pm 0.37$  nrms= 1.40 wrms= 2.6 mm # 6



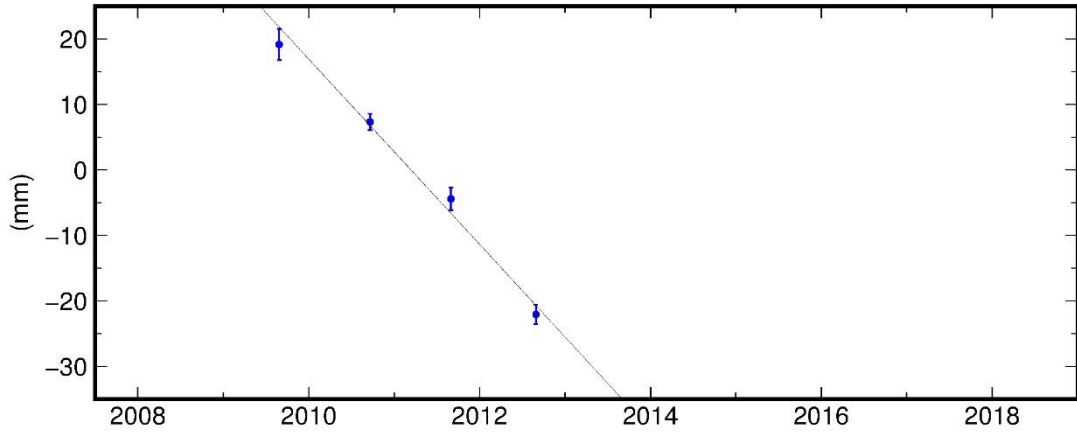
SOSN East Offset 8133926.749 m  
 rate(mm/yr)=  $22.19 \pm 0.26$  nrms= 4.00 wrms= 5.2 mm # 6



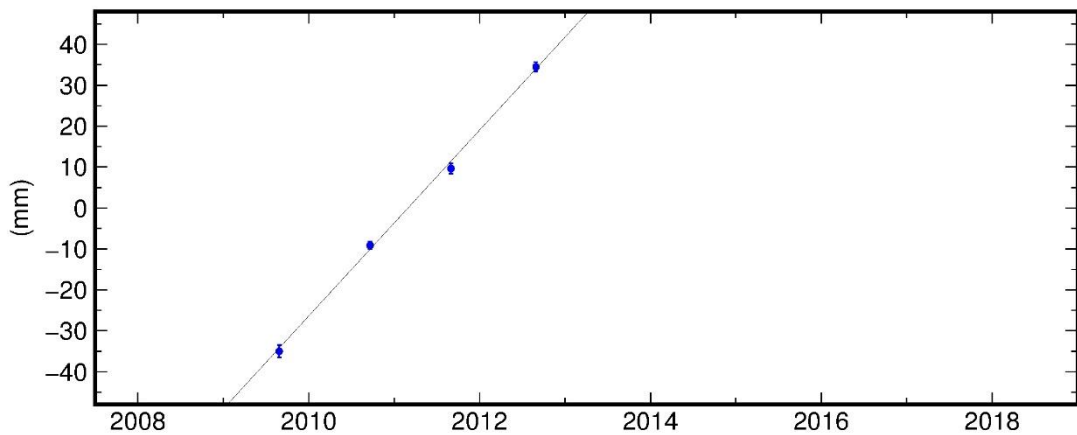
SOSN Up Offset 444.432 m  
 wmean(mm)=  $4428.62 \pm 2.55$  nrms= 0.67 wrms= 4.2 mm # 6



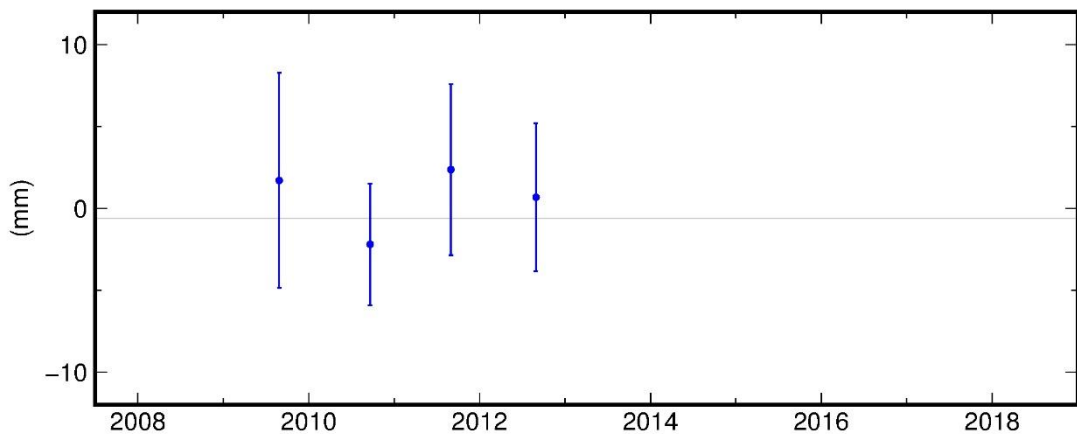
STAN North Offset 6239253.481 m  
 rate(mm/yr)=  $-14.15 \pm 0.80$  nrms= 1.40 wrms= 2.2 mm # 4



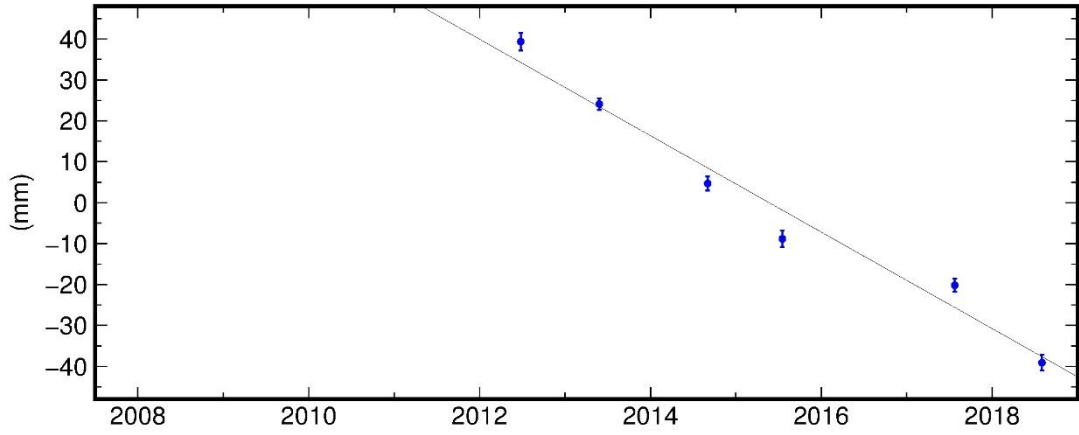
STAN East Offset 7762933.200 m  
 rate(mm/yr)=  $22.71 \pm 0.57$  nrms= 1.32 wrms= 1.5 mm # 4



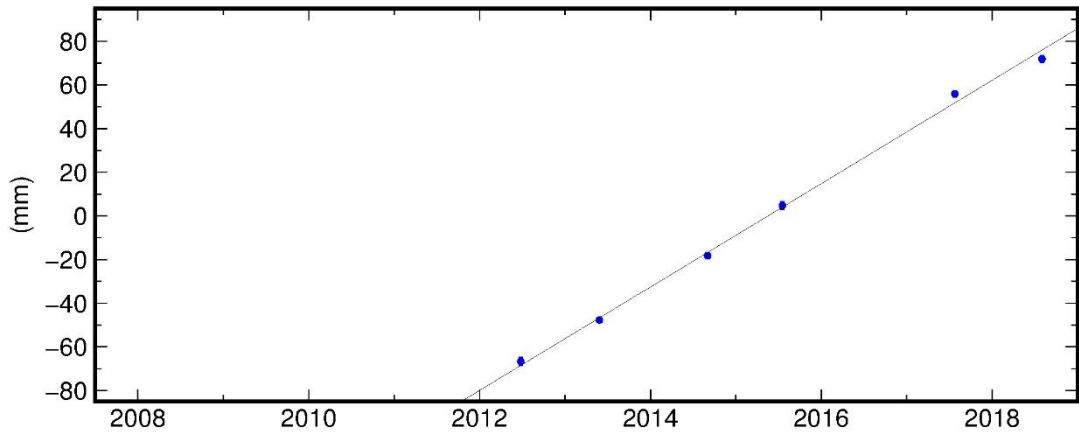
STAN Up Offset 1123.596 m  
 wmean(mm)=  $3599.18 \pm 2.35$  nrms= 0.46 wrms= 2.2 mm # 4



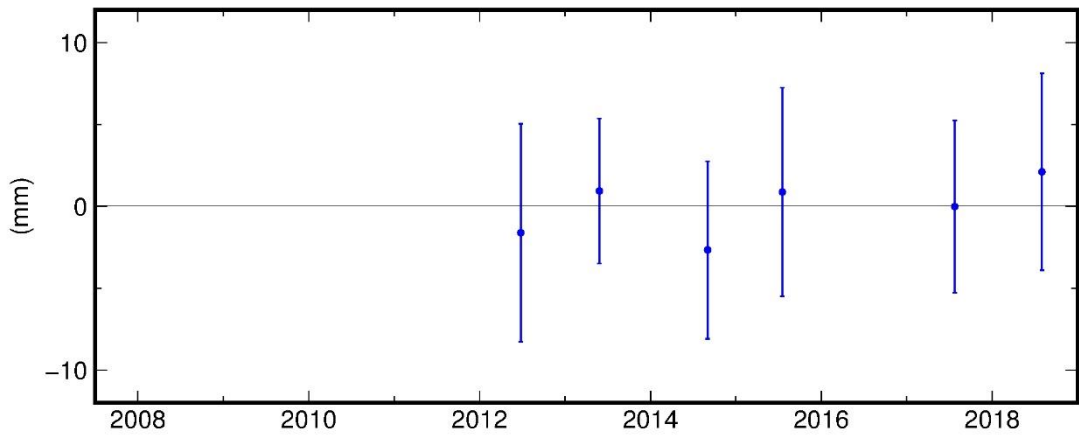
TAHT North Offset 6040615.190 m  
rate(mm/yr)=  $-11.78 \pm 0.34$  nrms= 2.96 wrms= 5.1 mm # 6



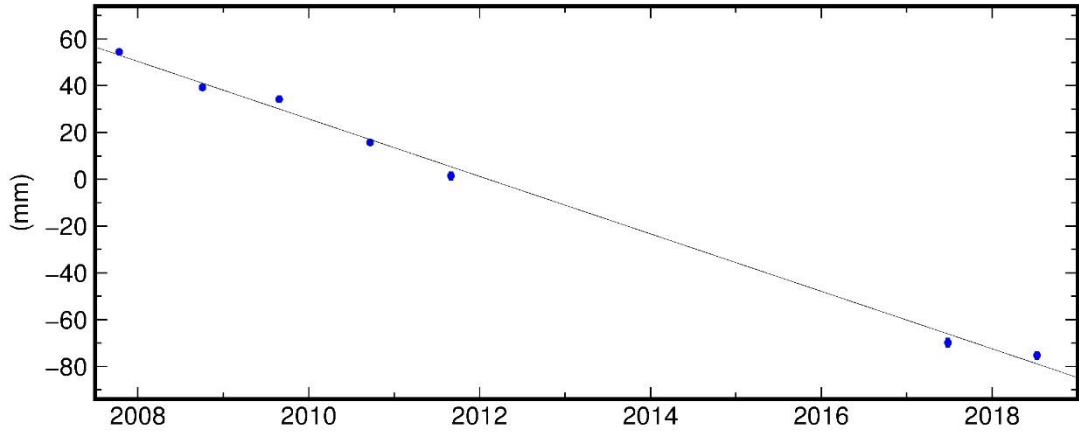
TAHT East Offset 8047686.639 m  
rate(mm/yr)=  $23.68 \pm 0.26$  nrms= 2.38 wrms= 3.2 mm # 6



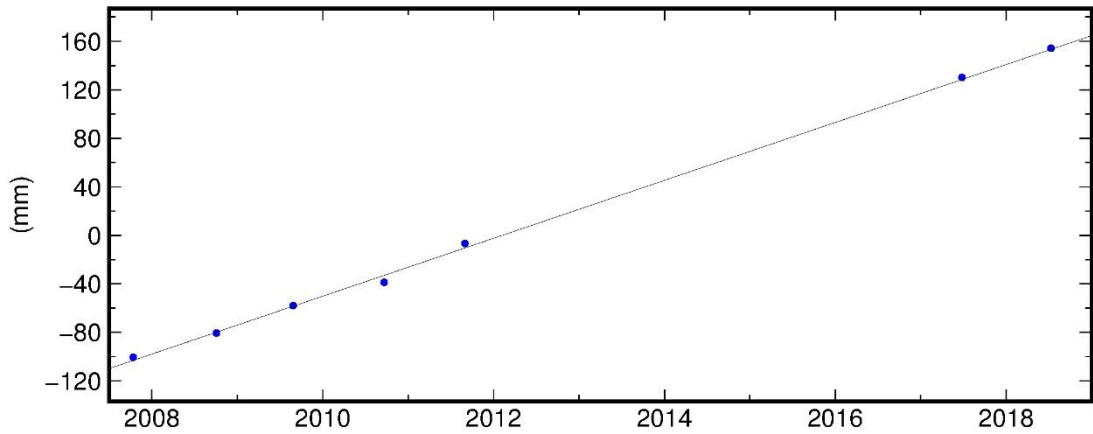
TAHT Up Offset 423.878 m  
wmean(mm)=  $3879.52 \pm 2.26$  nrms= 0.31 wrms= 1.7 mm # 6



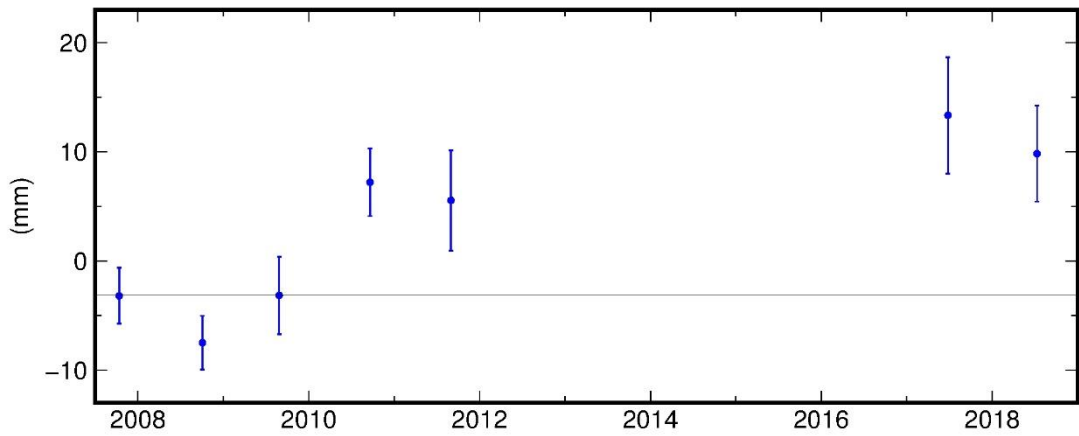
TALD North Offset 5983823.758 m  
 rate(mm/yr)=  $-12.29 \pm 0.12$  nrms= 2.85 wrms= 3.0 mm # 7



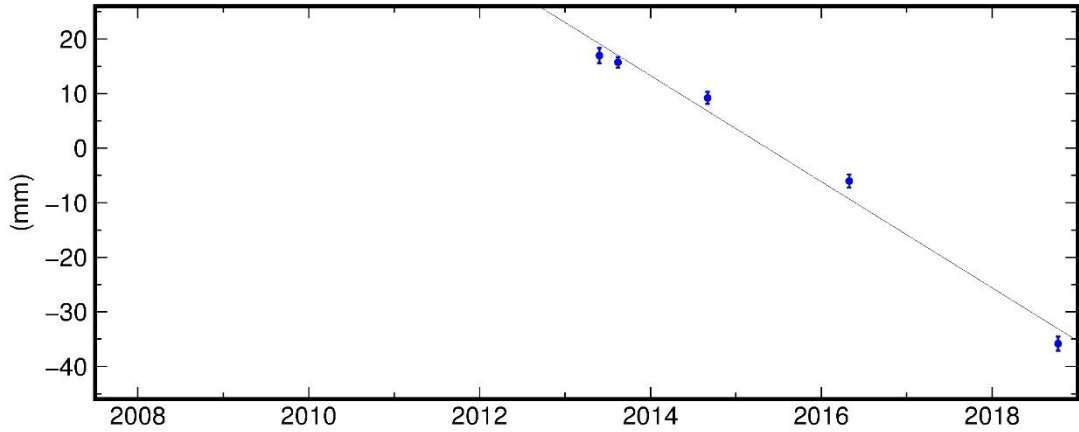
TALD East Offset 8197681.004 m  
 rate(mm/yr)=  $23.87 \pm 0.09$  nrms= 4.21 wrms= 3.4 mm # 7



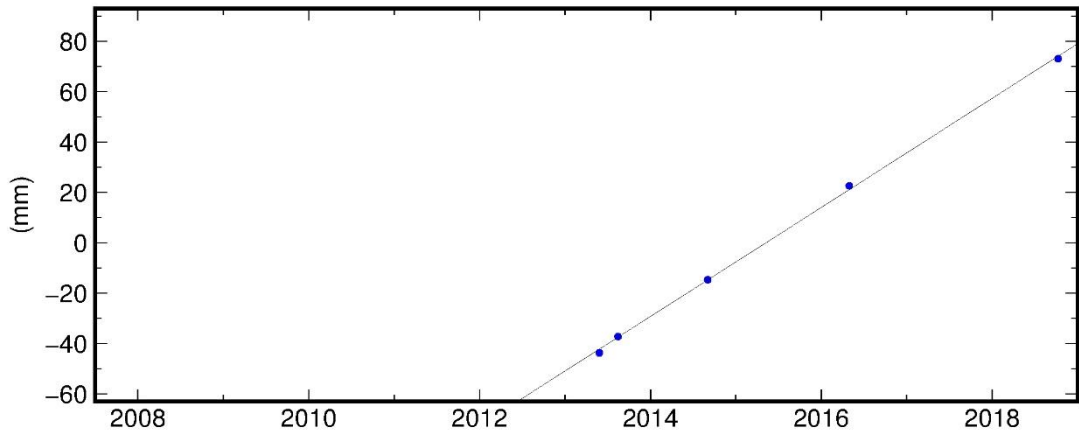
TALD Up Offset 487.043 m  
 wmean(mm)=  $7039.08 \pm 1.25$  nrms= 2.23 wrms= 7.4 mm # 7



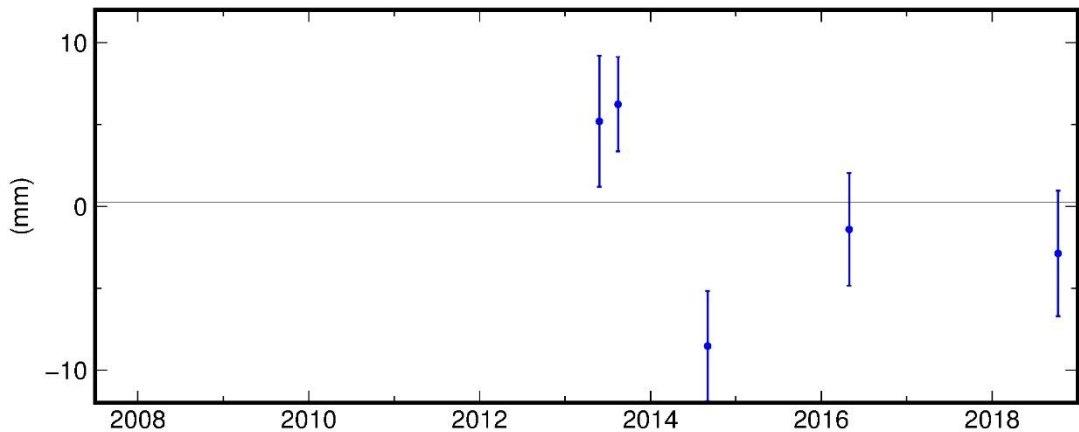
TIN1 North Offset 6139896.874 m  
 rate(mm/yr)=  $-9.73 \pm 0.28$  nrms= 2.63 wrms= 3.1 mm # 5



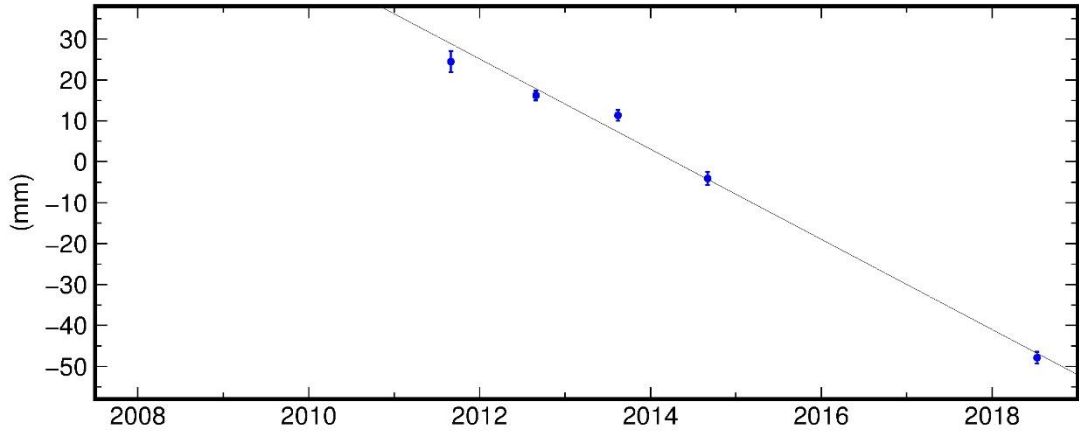
TIN1 East Offset 7934434.040 m  
 rate(mm/yr)=  $21.66 \pm 0.21$  nrms= 1.40 wrms= 1.2 mm # 5



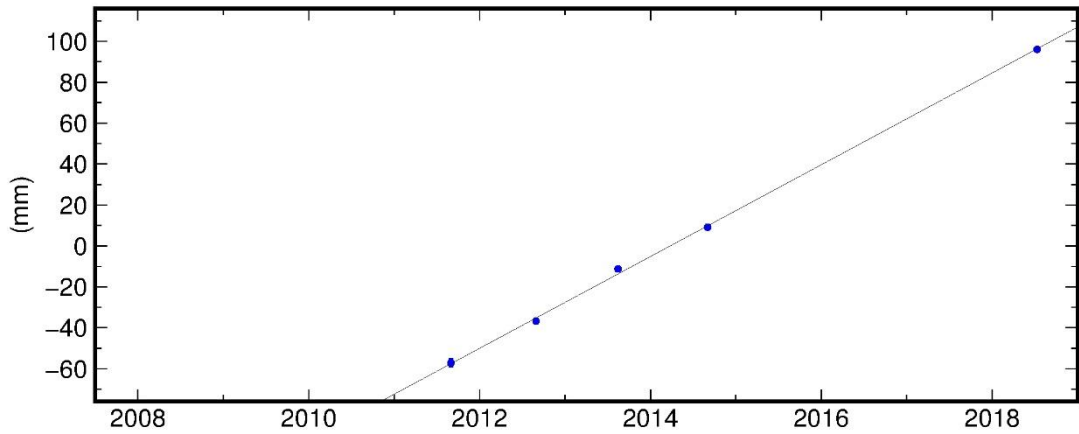
TIN1 Up Offset 532.601 m  
 wmean(mm)=  $2595.62 \pm 1.54$  nrms= 1.84 wrms= 6.3 mm # 5



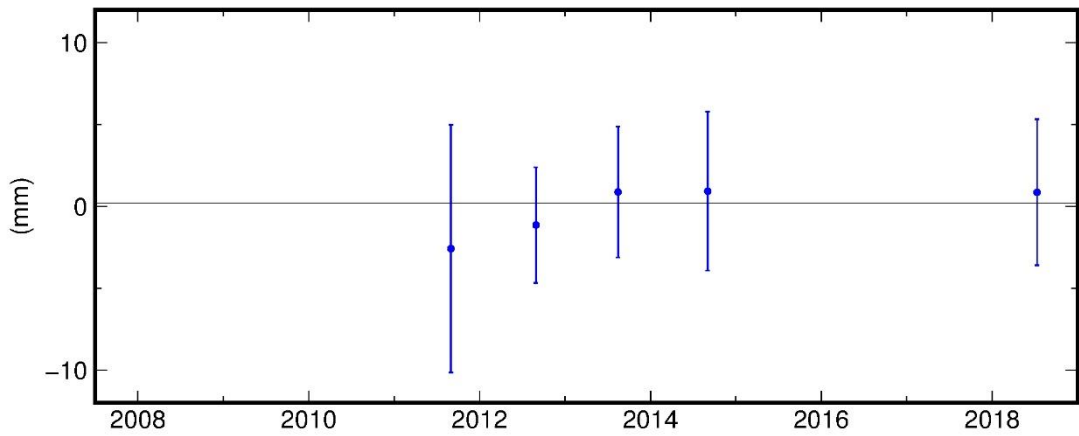
URKI North Offset 6161821.199 m  
 rate(mm/yr)=  $-11.02 \pm 0.29$  nrms= 2.22 wrms= 3.3 mm # 5



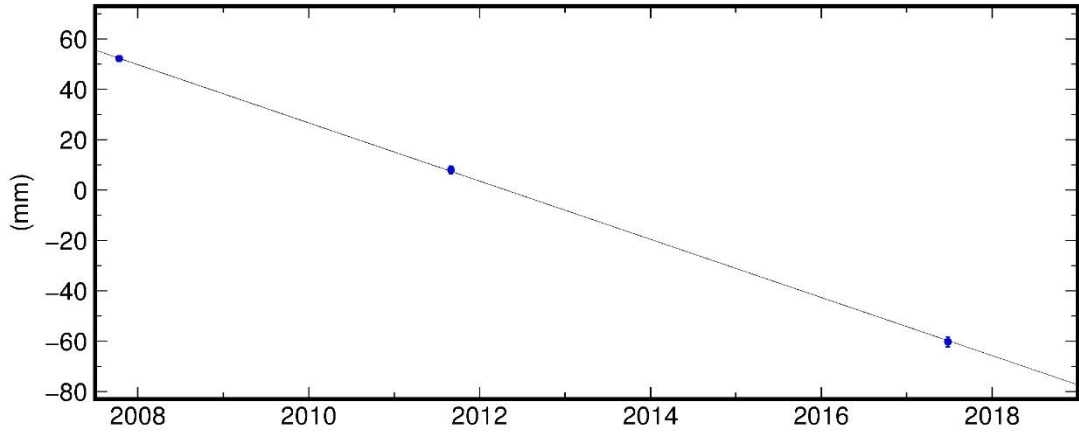
URKI East Offset 7796989.362 m  
 rate(mm/yr)=  $22.43 \pm 0.22$  nrms= 1.74 wrms= 1.9 mm # 5



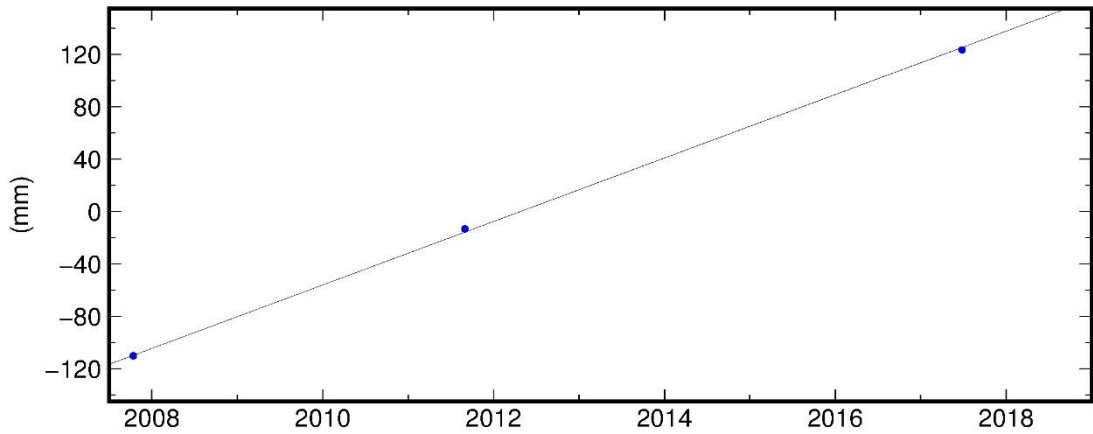
URKI Up Offset 666.289 m  
 wmean(mm)=  $6291.21 \pm 1.99$  nrms= 0.29 wrms= 1.3 mm # 5



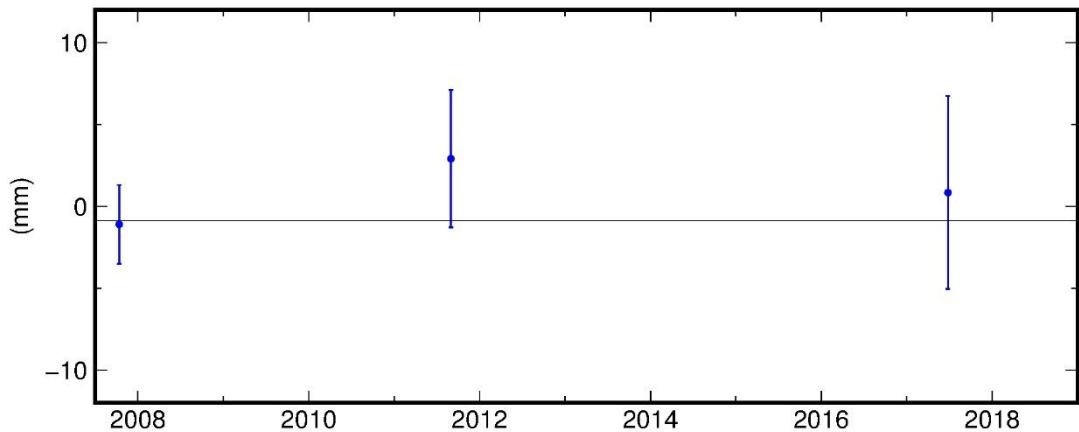
URUH North Offset 6015197.389 m  
rate(mm/yr)=  $-11.56 \pm 0.20$  nrms= 0.52 wrms= 0.6 mm # 3



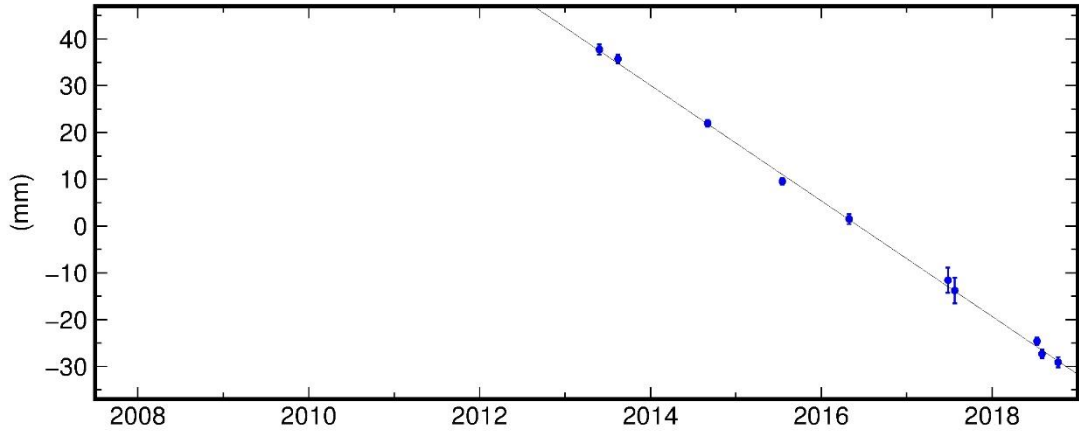
URUH East Offset 8035487.900 m  
rate(mm/yr)=  $24.23 \pm 0.15$  nrms= 2.74 wrms= 2.3 mm # 3



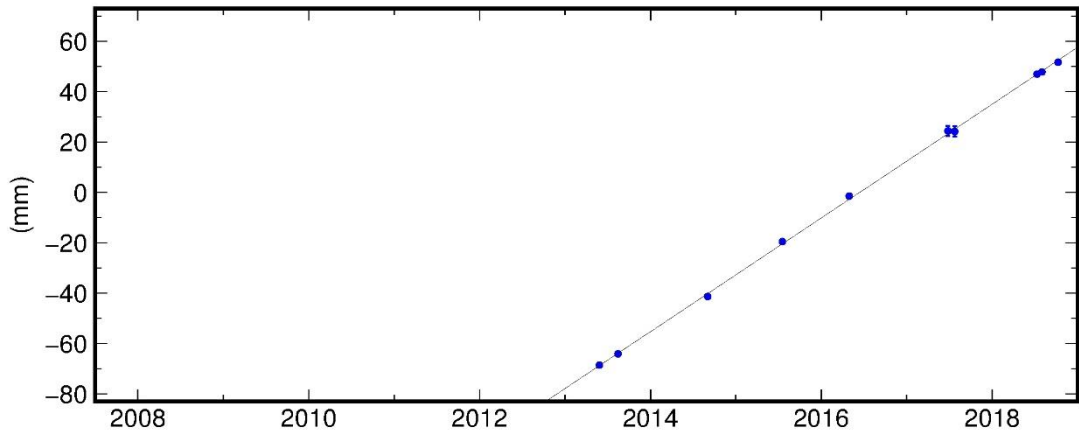
URUH Up Offset 446.395 m  
wmean(mm)=  $6392.94 \pm 1.97$  nrms= 0.60 wrms= 2.0 mm # 3



ZEY1 North Offset 5983768.146 m  
rate(mm/yr)=  $-12.36 \pm 0.15$  nrms= 1.07 wrms= 1.0 mm # 10



ZEY1 East Offset 8375876.604 m  
rate(mm/yr)=  $22.58 \pm 0.12$  nrms= 1.21 wrms= 0.9 mm # 10



ZEY1 Up Offset 284.118 m  
wmean(mm)=  $4122.33 \pm 0.93$  nrms= 1.50 wrms= 4.4 mm # 10

