

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ КОСМОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАДИОВОЛН  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ИКИР ДВО РАН)

*На правах рукописи*

**ПАВЛОВ Алексей Владимирович**

**ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ОБЛАСТИ И ВРЕМЕННОГО ПЕРИОДА  
ОЖИДАНИЯ СИЛЬНЫХ КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДАННЫМ  
СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА И ИОНОСФЕРНЫМ  
АНОМАЛИЯМ**

25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
доктор физико-математических наук  
Богданов Вадим Васильевич

с. Паратунка, Елизовский район, Камчатский край – 2020

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	4
ГЛАВА 1.СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ .....	10
1.1 Сейсмологические предвестники землетрясений .....	10
1.2 Методы прогноза землетрясений.....	17
1.3 Вероятностная модель сейсмического события.....	23
1.3.1 Аксиоматика А.Н. Колмогорова .....	23
1.3.2 Обоснование применения теоретико-вероятностного подхода к реальным сейсмическим событиям.....	25
1.4 Сейсмичность Камчатского региона .....	30
1.5 Литосферно-ионосферные связи .....	36
1.5.1 Структура и образование ионосферы .....	36
1.5.2 Результаты экспериментальных наблюдений литосферно-ионосферных связей.....	38
1.5.3 Акустико-гравитационные модели .....	42
1.5.4 Модели модификации электрического поля.....	44
1.5.5 Электромагнитные модели литосферно-ионосферных связей .....	48
Выводы по главе 1.....	50
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ КАРТ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ ВЕРОЯТНОСТНОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА .....	52
2.1 Законы распределения системы случайных величин вероятностной модели сейсмического режима.....	52
2.2 Вероятностная интерпретация закона Гуттенберга – Рихтера .....	56
2.3 Методика расчёта сейсмического прогностического параметра.....	60
2.4 Методика оценки области ожидания, временного периода и вероятности наступления землетрясения с энергетическим классом $K_S \geq K_S^{пр}$ .....	70
Выводы по главе 2.....	76
ГЛАВА 3. ОЦЕНКА ОБЛАСТИ И ВРЕМЕННОГО ПЕРИОДА ОЖИДАНИЯ СИЛЬНЫХ КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ОСНОВЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО И ИОНОСФЕРНЫХ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ .....	78
3.1 Ионосферные предвестники землетрясений Камчатского региона .....	78
3.2 Оценка прогностической эффективности ионосферных параметров.....	85
3.2.1 Прогностическая эффективность параметра К-слой .....	86

3.2.2 Прогностическая эффективность параметра Es-spread.....	89
3.2.3 Прогностическая эффективность спорадического слоя Es типа r.....	91
3.2.4 Прогностическая эффективность параметра $\Delta f_oF2/f_{med}$ .....	93
3.2.5 Прогностическая эффективность параметра F-spread .....	95
3.2.6 Прогностическая эффективность расслоения F2 по высоте и частоте (режим H).....	98
3.2.7 Прогностическая эффективность расслоения F2 по частоте (режим V).....	100
3.3 Методика краткосрочного прогноза землетрясений на основе комплекса ионосферных предвестников.....	102
3.4 Совместный анализ сейсмологического и ионосферных предвестников.....	106
Выводы по главе 3.....	113
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	115
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	117
Приложение А.....	131
Приложение Б.....	138

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность темы исследования**

Катастрофические последствия, к которым приводят разрушительные землетрясения, поставили перед человечеством серьезную проблему по обеспечению безопасности населения и уменьшению материального ущерба от негативных проявлений этой стихии. Решение этой проблемы ведется в направлении изучения динамики глубинных геофизических процессов, связанных с подготовкой сильных тектонических землетрясений. При этом методы мониторинга геофизических процессов можно разделить на две группы.

Первая группа – методы сейсмологического мониторинга напряженно-деформированной геосреды, связанные с исследованием изменений сейсмического режима сейсмологическими методами. В частности, для изучения сейсмического режима в работе [Богданов, 2006] был предложен метод вычисления распределения вероятностей возникновения землетрясений для различных случайных событий. В основе данного метода лежит аксиоматический подход А.Н.Колмогорова, примененного к каталогу камчатских землетрясений. Такой подход позволяет для различных областей изучать изменения сейсмического режима как на всем временном периоде инструментальных наблюдений, так и на различных интервалах длительностью в несколько лет.

Вторая группа – методы геофизического мониторинга на основе измерения различных геофизических параметров. В рамках геофизического мониторинга была проведена огромная работа по исследованию уровня и температуры грунтовых вод, их химического состава, эманицией радона, деформацией земной коры и изменения наклона земной поверхности, изменением электропроводности среды и ее механических свойств, вариаций теллурических токов и т.д. [Мячкин, 1978; Моги, 1988; Сидорин, 1992; Соболев, 1993].

Геофизический мониторинг может быть значительно расширен, поскольку в настоящий момент сформировалось четкое понимание, что Земля и околоземное пространство представляет собой открытую физическую систему. Стала понятна необходимость рассмотрения процессов в различных геосферах в рамках общей концепции солнечно-земных связей с привлечением новых методов и средств прогнозирования землетрясений. Так, накануне крупных землетрясений неоднократно отмечалась связь между процессами, происходившими в литосфере, и возникновением аномалий в некоторых параметрах ионосферы за одни-пять суток до события (краткосрочный прогноз) [Липеровский и др., 1992; Pulinets, Boyarchuk, 2004; Аномальное поведение..., 2014]. Учитывая, что по последним данным долгосрочного прогноза для Курило-Камчатской дуги наиболее вероятным местом сильнейшего землетрясения ( $M \geq 7.7$ ) является Авачинский залив [Федотов, Соломатин, 2019], актуальность краткосрочного прогноза этого

события для Камчатки не вызывает сомнений. Ясно, что, несмотря на сложность строения реальной геосреды, дефицита достоверных данных о ее строении, а также сложности глубинных геофизических процессов, сопровождающих подготовку сильных землетрясений, выполнение успешных краткосрочных прогнозов землетрясений необходимо, хотя и с серьезными принципиальными ограничениями на их точность и надежность.

Существующие в настоящий момент методы определения периодов повышения сейсмической активности на Камчатке [Anomalous behavior of..., 2017] на основе анализа только ионосферных прогностических признаков не дают ответа на вопросы ни о силе события, ни о месте его возникновения. Возникает необходимость объединения методов сейсмологического мониторинга сейсмического режима на основе анализа каталога землетрясений вероятностными методами (среднесрочный прогноз) и геофизического мониторинга на основе изучения ионосферных параметров (краткосрочный прогноз) с целью разработки методов предупреждения о грядущей опасности, определяя возможную область и период ожидания землетрясения.

**Целью работы является** выполнение прогностических оценок вероятности, возможной области ожидания (среднесрочный прогноз) и временного периода (краткосрочный прогноз) наступления сильных землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  ( $M \geq 6.0$ ) в Камчатском регионе на основе совместного анализа аномальных значений сейсмического прогностического признака, полученного на основе вероятностной модели сейсмического режима, и комплекса ионосферных предвестников.

**Для достижения сформулированной цели необходимо было решить следующие задачи:**

1. Вычислить на основе вероятностной модели сейсмического режима распределения вероятностей  $P(A)$  случайного события  $A$  "попадание эпицентров землетрясений в заданные интервалы координат  $\Delta\varphi$  и  $\Delta\lambda$ " в заданном скользящем временном окне  $\Delta T$  с шагом  $\Delta t$  за период с 1962 г. по 2018 г.
2. Вычислить сейсмический прогностический параметр  $\xi_P$ , определяющий статистически значимые отклонения текущих значений вероятностей  $P(A)$  от их долговременных (фоновых) значений. Оценить периоды ожидания сильных землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  при достижении параметром  $\xi_P$  аномальных значений. Выполнить оценки прогностической эффективности, достоверности и надёжности параметра  $\xi_P$ .
3. Выполнить на основе Байесовского подхода прогностические оценки вероятностей наступления сильных землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  в области ожидания, определённой на основе анализа аномальных значений параметра  $\xi_P$  и построить среднесрочные карты ожидания.

4. Выполнить оценки прогностической эффективности каждого ионосферного параметра по отдельности для землетрясений с энергетическими классами  $K_S \geq 11.5$ ,  $K_S \geq 12.5$ ,  $K_S \geq 13.5$  и  $K_S \geq 14.5$ , произошедших в Камчатском регионе. Определить комплекс наиболее информативных ионосферных прогностических признаков для Камчатского региона.
5. Провести совместный ретроспективный анализ сейсмического параметра  $\xi_P$  и комплекса ионосферных предвестников для землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  за 2009–2018 гг. Оценить прогностическую эффективность методики на основе совместного анализа сейсмического параметра  $\xi_P$  и комплекса ионосферных предвестников.
6. Разработать численные алгоритмы и программное обеспечение для оценки эффективности рассматриваемых в работе прогностических признаков, оценки вероятности, области и периода ожидания землетрясения на основе анализа аномальных значений параметра  $\xi_P$  и метода Байеса.

**Предмет исследования:** Сейсмический режим Камчатского региона за период с 1962 г. по 2018 г. с представительного энергетического класса  $K_S = 8.5$  до  $K_S = 17.0$ . Аномальное поведение ионосферных параметров, предшествующее наступлению сильных землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  в Камчатском регионе за период с 2009 по 2018 гг.

**Научная новизна работы:**

1. Впервые на основе вероятностного представления каталога землетрясений п-ова Камчатка получен сейсмический прогностический признак  $\xi_P$ , позволяющий выделять аномалии сейсмического режима. Для заданных областей и интервала глубины произведена оценка прогностической эффективности параметра  $\xi_P$  для сильных землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ .
2. Впервые на основе вероятностной модели сейсмического режима и Байесовского подхода произведены построения среднесрочных карт ожидания и выполнены оценки вероятностей наступления землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ .
3. Впервые для Камчатского региона произведена оценка прогностической эффективности ионосферных параметров и определено их наиболее информативное сочетание.
4. Впервые получены прогностические оценки области и временного периода наступления сильных камчатских землетрясений на основе объединения вероятностного сейсмического признака и комплекса ионосферных предвестников.
5. На основании разработанного автором программного обеспечения получены пространственно-временные распределения сейсмического прогностического признака  $\xi_P$ , построены среднесрочные карты ожидания землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ , произведена оценка

прогностической эффективности ионосферных возмущений и методики оценки временного периода наступления землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  на основе комплекса наиболее информативных ионосферных параметров.

#### **Основные положения, выносимые на защиту:**

1. Установлено на основе оценки прогностической эффективности сейсмического параметра  $\xi_p$ , что данный параметр обладает достаточной информативностью и может быть использован для идентификации изменений в сейсмическом режиме, предшествующим сильным землетрясениям с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ .
2. Получены прогностические оценки областей, периодов ожидания и вероятностей наступления землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  в среднесрочной перспективе на основе анализа аномальных значений прогностического параметра  $\xi_p$  и Байесовского подхода.
3. Выявлен комплекс ионосферных прогностических предвестников, который может быть использован для идентификации временного периода наступления сильных землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  в Камчатском регионе.
4. Установлено, что анализ сейсмического режима на основе сейсмического параметра  $\xi_p$  совместно с анализом комплекса ионосферных параметров позволяет одновременно оценить область, вероятность и краткосрочный период возникновения землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ .

#### **Практическая ценность работы**

Созданная на основе вероятностной модели сейсмического режима Камчатского региона и Байесовского подхода методика среднесрочного прогноза, объединенная с методикой краткосрочного прогноза на основе анализа аномального поведения ионосферных параметров может быть использована для определения области и временного периода повышения сейсмической активности. Предложенный в данной работе подход является дальнейшим развитием методики, на основе которой осуществляется еженедельный прогноз сейсмической опасности Камчатского региона, который подается в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу.

Автором разработаны программы и база данных, оригинальность которых подтверждена свидетельствами о государственной регистрации программ для ЭВМ № 50200702092 от 27.09.2007, № 2015610919 от 21.01.2015, № 2015618871 от 19.08.2015, № 2019664552 от 08.11.2019, № 2019665191 от 20.11.2019, свидетельством о регистрации баз данных № 2020621176 от 10.07.2020. Программы и база данных внедрены в работу в Федеральном государственном

бюджетном учреждении науки Институте космофизических исследований и распространения радиоволн Дальневосточного отделения Российской академии наук.

**Достоверность результатов**, представленных в работе, обусловлена:

- применением апробированного и широко используемого в научных исследованиях аксиоматического метода А.Н. Колмогорова;
- применением Байесовского подхода к вычислению условных вероятностей.
- надежность результатов статистического анализа сейсмического режима обеспечена наличием большого объема исходных данных, содержащихся в каталоге землетрясений Камчатки и Командорских островов, (каталог сформирован КФ ФГБУН ФИЦ ЕГС РАН);
- широко используемыми радиофизическими методами исследования ионосферы (автоматическая ионосферная станция, расположенной в с. Паратунка Камчатского края, работает по программе URSI)
- использованием современных средств геомагнитного мониторинга, входящих в мировую сеть магнитных обсерваторий ИНТЕРМАГНЕТ (обсерватория "Паратунка").
- применением общепризнанных методик для оценки эффективности прогностических признаков;
- представленные в данной работе результаты не противоречат результатам, полученными другими методами, дополняют и расширяют возможности изучения сейсмических процессов.

### **Апробация работы**

Результаты по теме диссертационной работы докладывались и обсуждались на следующих научных мероприятиях: Региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о Земле», (г. Петропавловск-Камчатский, 2006, 2008); Всероссийской научной школы (Саратов, 2009 г.); Международной конференции по мягким вычислениям и измерениям "SCM'2006", "SCM'2007", "SCM'2010" (г. Санкт-Петербург, 2006, 2007, 2010); IV, V, VI, VII, VIII, IX, X Международной конференции «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений» (с. Паратунка, 2007, 2010, 2013, 2016, 2017, 2018, 2019); II, III, IV, V, VI региональной научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» (г. Петропавловск-Камчатский, 2007, 2009, 2011, 2013, 2015, 2017, 2019); I Международной научно-технической конференции: «Компьютерные науки и технологии» (г. Белгород, 2009); «Современные информационные технологии для фундаментальных научных исследований в области наук о Земле» (ITES-2014), (г. Петропавловск-Камчатский, 2014); The 26th IUGG General Assembly (Prague, 2015), а также на семинарах Института космофизических исследований и распространения радиоволн Дальневосточного отделения Российской академии наук, Института теории прогноза землетрясений и



математической геофизики Российской академии наук, Института морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук.

Исследования, положенные в основу некоторых глав диссертации, выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант №11-05-00915-а; Проект Президиума РАН №12-1-П22-01; Проект по Программе ДВО РАН № 18-05-095.

### **Личный вклад**

Автор принимал непосредственное участие в разработке методики исследования сейсмического режима Камчатского региона на основе теоретико-вероятностного подхода к каталогу землетрясений. Автор участвовал в обработке ионосферных параметров, оценивал их прогностическую эффективность и определял наиболее оптимальное их сочетание для краткосрочного прогноза сильных землетрясений. На основе сейсмического предвестника и ионосферных прогностических признаков автор лично выполнял прогностические оценки области и временного периода ожидания сильных камчатских землетрясений. Им лично были созданы алгоритмы и программы, выполнены все вычисления и графические построения. Автор участвовал в обобщении и анализе полученных результатов.

### **Публикации**

По теме диссертационной работы опубликована 32 статьи, среди которых 4 статьи в научных рецензируемых журналах, входящих в перечень ВАК, 1 монография, 5 статей в изданиях, индексируемых в базах WoS и Scopus, 5 свидетельств программ ЭВМ, 1 свидетельство о регистрации баз данных, 16 статей, опубликованных в других изданиях и материалах конференций.

### **Структура и объем диссертации**

Диссертационная работа состоит из введения, трёх глав, заключения, списка литературы, содержащего 177 наименований, и двух приложений. Работа содержит 161 лист машинописного текста, 123 рисунка, 23 таблицы.

## ГЛАВА 1. ПРЕДВЕСТНИКИ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

### 1.1 Сейсмологические предвестники землетрясений

Землетрясение есть следствие динамически распространяющегося (со скоростью первых километров в секунду) разрыва в толще земных недр [Соболев, 1993]. Сейсмические волны, излучаемые движущимся разрывом, достигают земной поверхности через несколько секунд, что и вызывает при сильных землетрясениях разрушение зданий и может приводить к гибели людей. Землетрясения возникают в результате внезапной разрядки существующих в Земле механических напряжений. Причинами накопления напряжений являются постоянно идущие процессы дифференциации земного вещества, конвективные течения горных масс, находящихся в неравновесном состоянии по плотности и температуре, которые возникло при образовании Земли как планеты или приобретенном в результате радиоактивного разогрева. Пояса наиболее сильной сейсмичности, которые существуют на Земле, могут быть объяснены тектоникой плит [Соболев, 1993].

Согласно современной геотектоники плит литосфера состоит из двенадцати жестких плит, находящихся в относительном движении: Антарктической, Африканской, Северо-Американской, Южно-Американской, Евразийской, Индо-Австралийской, Тихоокеанской; Аравийской, Карибской, Кокос, Наска и Филиппинской [Давиденко, 2013]. Перемещение литосферных плит происходит по астеносфере за счет тепловой конвекции вещества в мантии. Новые участки литосферных плит с океаническим типом коры образуются в зонах растяжения. При столкновении литосферных плит, в зонах сжатия, происходит погружение одной литосферой плиты под другую, при этом материал погружающейся плиты превращается в материал мантии [Яновская, 2008].

Границы между плитами подразделяются на несколько типов: границы растяжения (конструктивные), где формируется новая кора; границы сжатия (деструктивные), где кора погибает; горизонтальные сдвиги, включающие в себя трансформные разломы, вдоль которых плиты смещаются в разные стороны в горизонтальном направлении, при этом не происходит образования и разрушения коры [Яновская, 2008].

Вопросы дискретности, неоднородности и самоподобия строения геологической среды и сейсмичности рассматривались в работах [Садовский и др., 1982; Садовский и др., 1987]. Зависимости величины подвижки по разрыву в очаге, его длины и площади от магнитуды являются примерами самоподобия сейсмического процесса.

Современные модели подготовки землетрясений построены на основании сопоставления опыта лабораторного моделирования и результатов полевых наблюдений сейсмичности [Соболев, 1993]. Наиболее разработанные модели, претендующие на объяснение природы предвестников: дилатантно-диффузная (ДД) модель, модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ).

*Дилатантно-диффузионная* модель была предложена американскими сейсмологами [Scholz et al., 1973] на основе обнаруженного советскими сейсмологами изменения отношения скоростей продольных и поперечных волн перед землетрясениями. Основные положения этой модели следующие [Яновская, 2008]:

1. При неравномерном сжатии вещества происходит образование трещин отрыва, которые ориентированы в направлении оси наибольшего сжатия. При этом происходит *дилатансия* – расширение вещества. Резкий рост числа трещин происходит при достижении напряжения, равного примерно половине напряжения, при котором происходит разрушение. Образование трещин приводит к изменению скоростей продольных и поперечных волн, при этом скорости продольных волн уменьшаются быстрее. Таким образом, на первой стадии происходит уменьшение отношения  $V_p/V_S$ .
2. Образовавшиеся трещины заполняются водой, всегда присутствующей в горных породах. При образовании трещин происходит вытеснение воды. А при заполнении водой трещин возрастает поровое давление, и соответственно уменьшается эффективное всестороннее давление. При этом падает прочность пород (чем под большим давлением находится порода, тем прочность больше). При заполнении трещин водой возрастает  $V_p$ , и уменьшается  $V_S$ . Отношение  $V_p/V_S$  возрастает и возвращается к первоначальному уровню. Водонасыщенность пород возрастает, а электрическое сопротивление в них снижается. Уровень грунтовых вод снижается, так как вода вытесняется в трещины.
3. Падение прочности и уменьшение трения приводит к образованию большой трещины – разрыва.

Однако в дальнейшем оказалось, что данная модель не всегда применима к описанию процесса подготовки землетрясения. Было обнаружено, что падение отношения скоростей  $V_p/V_S$  наблюдаются далеко не всегда. Изменение скоростей может происходить в довольно обширной зоне, следовательно дилатансия должна распространиться на очень большую площадь, т.е. земная кора должна находиться в состоянии большого напряжения, близкому к пределу своей прочности. В то же время реальные землетрясения могут происходить и при гораздо более низких напряжениях, а условия, необходимые для образования разрыва, концентрируются в весьма узких зонах.

В качестве альтернативы ДД-модели советскими учеными [Основы физики очага..., 1975] для объяснения процесса подготовки землетрясения была предложена модель *лавино-неустойчивого трещинообразования* (ЛНТ). Ее основные положения следующие [Яновская, 2008]:

1. В статистически однородной среде под действием равномерно распределённой нагрузки трещинообразование происходит *квазиоднородно* по всему объёму. Преимущественная ориентация трещин отсутствует.
2. При достижении в определенном объёме некоторой критической средней плотности разрывов происходит переход к лавинной стадии подготовки землетрясения. Трещины приобретают некоторую преимущественную ориентацию, часть мелких трещин объединяется в более крупные, в процесс вовлекаются заторможенные трещины. Из-за этого происходит перераспределение поля напряжений. Лавинное нарастание числа и размеров трещин приводит к изменению интегральных характеристик среды.
3. Дальнейшее увеличение деформации приводит к падению напряжения. В силу неоднородности свойств среды неустойчивая деформация стягивается в узкую зону, в которой формируется несколько главных трещин, а в прилегающем к ней объёме среды происходит падение напряжения и упругое восстановление физико-механических свойств. Узкая зона неустойчивой деформации характеризуется повышенной концентрацией разрывов, и представляет собой поверхность будущего магистрального разрыва.
4. Разрыв-землетрясение образуется путем вспарывания перемычек между отдельными разрывами. Разрушения одной из перемычек может оказаться недостаточно – так возникают форшоки.

Таким, образом процесс подготовки землетрясения можно разбить на четыре основные стадии.

На первой стадии деформирование происходит с постоянной и достаточно низкой скоростью. В рамках ДД-модели на этой стадии среда ведет себя как упругое тело. Согласно ЛНТ-модели микротрещины, имеющиеся в среде, ориентированы хаотично, и плотность трещин одинакова во всем объёме.

На второй стадии происходит резкое увеличение скорости деформации. Согласно ДД-модели это увеличение обусловлено дилатансией – образованием и раскрытием трещин, ориентированных в направлении оси наибольшего сжатия. А ЛНТ-модель объясняет этот рост скорости деформации тем, что существующие в среде трещины приобретают преимущественное направление, и деформация растет в результате сдвигов по этим трещинам.

На третьей стадии происходит замедление процесса деформации. По ДД-модели это является следствием флюидонасыщения пород и соответственно падения давления. А согласно

ЛНТ-модели это обусловлено падением напряжения за счет сдвигов по трещинам, сконцентрированных в области готовящегося разрыва.

На четвёртой стадии происходит разрыв (землетрясение). Согласно ДД-модели разрыв наступает за счет резкого падения прочности пород в результате их флюидонасыщения. По ЛНТ-модели землетрясение наступает за счет разрыва перемычек между отдельными трещинами.

Процессы подготовки землетрясения (накопление напряжений в среде) сопровождаются определенными изменениями физических, химических и других свойств вещества, которые будут находить свое отражение в аномалиях полей разного рода. Такие изменения, которые называют *предвестниками землетрясений*, могут явиться основой для прогноза землетрясений. Наиболее часто проявляются в разных сейсмических зонах следующие предвестники [Яновская, 2008]: деформации земной коры, изменения сейсмического режима, изменения скорости сейсмических волн, изменение наклона земной поверхности, изменения температуры и уровня грунтовых вод, повышение концентрации радона в грунтовых водах, изменения температурного режима приповерхностных слоев, аномалии вековых геомагнитных вариаций, вариации электросопротивления, возрастание количества импульсов электромагнитного излучения, аномалии характеристик ионосферы.

Зоной подготовки землетрясения считается определенная область на земной поверхности, где проявляются признаки предвестника готовящегося землетрясения [Давиденко, 2013]. Для определения радиуса зоны подготовки землетрясения в работе [Добровольский и др., 1980] была получена формула  $r = 10^{0.43M}$ , а в работе [An observation test ..., 1998] – формула  $r = 10^{0.44M}$ , где  $r$  – радиус зоны подготовки землетрясения в километрах,  $M$  – магнитуда готовящегося землетрясения. Данные эмпирические выражения для размера зоны подготовки землетрясения достаточно точно согласуются с размером зоны, где регистрировались аномалии выделения различных газов, например, таких как гелий, водород, радон перед землетрясениями [Toutain, Vaubron, 1999].

Среди геофизических предвестников, первое место занимают сейсмологические, основанные на регистрации закономерных изменений характеристик распределений очагов сильных землетрясений в пространстве и во времени [Завьялов, 1984].

На основе анализа сейсмичности Курило-Качатской дуги было обнаружено [Федотов, 1968], что землетрясения магнитуды  $M = 7.75$  повторяются в среднем через  $140 \pm 60$  лет. По обобщённым данным [Садовский и др., 1987], длительность сейсмического цикла  $T$  зависит от энергии землетрясения  $E$  (Дж) как  $\lg T = \frac{1}{3} \lg E - 3.5$ .

Сейсмический цикл состоит из четырёх основных стадий [Федотов, 1968]. Само землетрясение длится несколько минут и составляет стадию I. После которой наступает стадия II,

в течении которой происходят уменьшающиеся по частоте и энергии афтершоки. Для сильных землетрясений стадия II длится несколько лет и занимает около 10% сейсмического цикла. Во время стадии афтершоков происходит постепенная разгрузка очаговой зоны. Затем наступает самая длительная стадия III, занимающая до 80% всего времени сейсмического цикла, во время которой происходит постепенное возрастание напряжений. После того, как они снова приблизятся к критическому уровню, сейсмичность усиливается и в среднем экспоненциально нарастает вплоть до момента следующего сильного землетрясения. IV стадия активизации сейсмичности занимает, как и стадия II, примерно 10% сейсмического цикла. Большинство предвестников землетрясений происходят на IV стадии.

*Сейсмические бреши.* Концепция сейсмических брешей была предложена в [Федотов, 1974]. На основании регистрации афтершоков и проявления цунами, было оценено расположение известных землетрясений Курило-Камчатской дуги с магнитудой больше 7.75 и определено, что их афтершоковые области не перекрывают друг друга. При этом следующее землетрясение имеет тенденцию располагаться между очагами уже произошедших событий. С.А. Федотовым был предложен метод прогноза мест следующих землетрясений, основанный на учёте стадии сейсмического цикла и скорости накопления энергии в сейсмофокальной зоне, позволяющий оценить временные интервалы, когда землетрясения в выделенных брешах ожидаются с большой вероятностью.

Согласно К. Моги [Mogi, 1968], под сейсмической брешью следует понимать долговременное отсутствие сильных землетрясений на участке сейсмоактивного разлома между очагами уже произошедших землетрясений.

Сложность применения этого предвестника заключается в том, что из-за короткой истории регистрации землетрясений трудно выявить места, где землетрясения происходили в прошлом. Кроме того, на практике оказывается, что в сейсмоактивных районах обнаруживается значительное количество брешей и не для всех можно установить стадию сейсмического цикла.

*Сейсмическое затишье.* Иногда на III стадии сейсмического цикла на фоне нарастающей активизации сейсмичности возникает кратковременное затишье. Как было показано в [Mogi, 1979], перед рядом землетрясений в Японии с  $M = 6$ , в их окрестности уменьшалось нормированное на интервал времени число землетрясений, магнитуды которых меньше на 2-3 единицы. При прогнозе по сейсмическому затишью основными трудностями является проблема идентификации затишья, а также вопрос о вероятности следования сильного землетрясения за данным сейсмическим затишьем.

Таким образом, под сейсмической брешью понимается длительное (несколько десятков лет) отсутствие землетрясений выше некоторой магнитуды (энергетического класса) в пределах некоторой ограниченной области сейсмоактивного региона. Сейсмическое затишье определяется

как кратковременное (до нескольких лет) снижение сейсмической активности землетрясений некоторого диапазона энергии в пределах ограниченной сейсмоактивной области.

*Кольцевая активность.* В случае существования сейсмической брешы, её окраины испытывают повышенную сейсмическую активность [Моги, 1988]. Это связано с существованием критических напряжений в окружающем прочный участок разлома (сейсмическую брешь) породах. В большинстве случаев, предваряющие главный толчок землетрясения происходят по контуру области с линейными размерами порядка 100–200 км, внутри которой затем наступает землетрясение с  $M > 6.0$  [Соболев, 1993].

*Миграция очагов землетрясений.* В случае протяженного и довольно однородного по прочности сейсмоактивного разлома перенос напряжений на конец разрыва от произошедшего землетрясения может способствовать образованию последовательности следующих землетрясений по цепочке вдоль разлома [Соболев, 1993]. Причиной миграции сейсмичности могут быть деформационные волны, распространяющиеся вдоль сейсмогенных поясов [Райс, 1982; Николаевский, 1980]. Возможным источником деформационной волны выступает сильнейшее землетрясение прошлого. Изменение поля деформаций может способствовать инициированию землетрясений в тех местах, где накопились значительные тектонические напряжения. Но добавка напряжений в деформационной волне невелика и детерминированная компонента может быть в значительной степени осложнена случайными флуктуациями сейсмичности. Закономерности миграции могут использоваться для прогноза места и времени землетрясений. Устойчивых связей этого явления с магнитудой не установлено, и, возможно, их не существует, если прохождение деформационной волны играет лишь роль триггера.

*Группирование землетрясений. Рои землетрясений.* В ряде случаев перед сильными и умеренными землетрясениями ( $M > 5.0$ ) появляются вспышки сейсмической активности в виде слабых землетрясений, сконцентрированных в пространстве и во времени [Челидзе, 1987; Evison, 1982; Соболев, Васильев, 1991]. Время, проходящее от начала роя-предвестника до момента сильного землетрясения, может составлять от 0 до 10 лет.

В работе [Соболев, 1993] роём была названа группа землетрясений, незначительно отличающихся по магнитуде, вероятность появления которых в определённой пространственной ячейке за фиксированный интервал времени существенно превышает вероятность, следующую из закона случайного распределения, как правило, закона Пуассона.

*Форшоки.* К форшокам относятся сейсмические события, произошедшие за несколько секунд, минут, часов и в крайнем случае дней в очаговой области сильного землетрясения [Соболев, 1993]. Форшоки могут рассматриваться как краткосрочный предвестник землетрясения, к тому же указывающий местоположение будущего гипоцентра сильного события. В настоящее время пока не найдено надёжных критериев выявления форшоков на фоне фоновых сейсмических событий

Различные типы предвестниковых явлений могут быть формально представлены в виде временного изменения некоторых количественных мер или характеристик и затем использованы в задаче прогноза землетрясений.

*Активизация сейсмичности. Предвестник  $\Sigma$ .* В работе [Kelis-Borok, Malinovskaya, 1964] было показано, что перед многими сильнейшими землетрясениями иногда наблюдается увеличение числа землетрясений средней силы в обширной области вокруг будущего очага. Было предложено характеризовать активность суммарной площадью разрывов, оцениваемой функцией  $\Sigma(t) = \sum_{t-s}^t 10^{dM}$ . Параметр  $d$  выбран так, чтобы каждое слагаемое соответствовало площади разрыва в очаге землетрясения средней силы, или энергии в степени  $2/3$ . Суммирование ведётся по событиям средней силы с магнитудой в диапазоне  $M_{\min} \leq M < M_0 - q$ . Если в какой-то момент  $\Sigma(t)$  превышает некий заданный порог  $\Sigma_0$ , то с этого момента объявляется тревога на период  $T_{\text{тр}}$ . Величина  $M_0$  – это магнитуда землетрясений-целей прогноза, значение порога  $\Sigma_0$  определяется площадью разрыва в очаге землетрясения магнитуды  $M_0$ .

Предвестник  $\Sigma$  вошел во многие алгоритмы прогноза, использующие комплекс предвестников: "Калифорния-Невада" (КН), М8, "Карта ожидания землетрясений" (КОЗ), "Reverse Tracing of Precursors" (RTP).

*Концентрация разрывов.* Из кинетической концепции прочности [Журков, 1968] следует концентрационный критерий накопления трещин [Журков и др., 1977], известный как критерий Журкова-Соболева. Параметр концентрации трещин представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, произошедшими в некотором сейсмоактивном объёме  $V_0$  за время  $\Delta T$  к их средней длине [Завьялов, 2006]:

$$K_{\text{ср}} = \frac{R_{\text{ср}}}{l_{\text{ср}}} = \frac{\mu^{-1/3}}{l_{\text{ср}}},$$

где  $\mu = N/V_0$  – объёмная плотность (концентрация) разрывов, которая определяется по прошедшим землетрясениям;  $l_{\text{ср}} = \frac{1}{N} \sum_j l_j$  – средняя длина разрыва;  $N$  – общее число событий, произошедших в сейсмоактивном объёме  $V_0$  время  $\Delta T$  в интервале энергетических классов  $[K_{\min}, K_{\max}]$ ;  $l_j$  – длина единичного сейсмогенного разрыва, оцениваемая по формуле вида  $\log l_j = aK_j + c$ , где  $K_j$  – энергетический класс (магнитуда) землетрясения, коэффициенты  $a$  и  $c$  могут иметь различные значения для разных сейсмоактивных регионов.

Параметр концентрации в качестве предвестника для разных сейсмоактивных регионов исследовался в работах [Соболев, Завьялов, 1980; Долгосрочный прогноз землетрясений ..., 1984; Завьялов, 1986; Соболев, Пономарёв, 2003]. Анализ данного параметра показал, что за несколько лет до момента будущего землетрясения в области его гипоцентра формируются зоны



пониженных значений  $K_{cp}$ . В качестве предвестника этот параметр используется в алгоритмах КОЗ и М8.

*Наклон графика повторяемости.* Наклон графика повторяемости  $\gamma$  (или  $b$ , если используется магнитуда в качестве характеристики величины землетрясения) является одной из основных характеристик сейсмического режима и характеризует распределение числа землетрясений по их энергиям (магнитудам).

Величина  $\gamma$  может быть рассчитана методом наименьших квадратов или по методу максимального правдоподобия по формуле [Гусев, 1974]:

$$\gamma = \lg \left[ 1 + \frac{N_{\Sigma}}{\sum_{n=0}^{\infty} n \cdot N(K_{\min} + n \cdot \Delta K)} \right] / \Delta K$$

где  $N_{\Sigma}$  – суммарное число землетрясений в диапазоне энергетических классов от  $K_{\min}$  до  $K_{\max}$  (объём выборки);  $N(K_{\min} + n \cdot \Delta K)$  – число землетрясений энергетического класса  $K_{\min} + n \cdot \Delta K$ ,  $n = 0, 1, 2, \dots$ ;  $\Delta K$  – единица диапазона энергетического класса. При этом  $\sigma_{\gamma} \approx \gamma / \sqrt{N_{\Sigma}}$ .

Изменения наклона графика повторяемости перед наступлением сильных землетрясений исследовались в работах [Мамадалиев, 1964; Михайлова, 1980; Zhang, Fu, 1981; Smith, 1981; Завьялов, 2003], и заключаются в том, что его величина вначале аномально возрастает, а затем начинает уменьшаться вплоть до момента возникновения землетрясения. С точки зрения физики процесса разрушения увеличение связано с образованием большего количества мелких трещин (слабых землетрясений) по сравнению с количеством крупных разрывов (умеренных землетрясений) в области подготовки будущего сильного землетрясения [Завьялов, 2006]. При достижении критической концентрации мелких трещин начинают проявляться процессы взаимодействия трещин между собой и их слияния, в результате чего количество крупных разрывов начинает расти, а число мелких по сравнению с числом крупных – уменьшаться, что приводит к уменьшению  $\gamma$  вплоть до момента образования магистрального разрыва – сильного землетрясения.

## 1.2 Методы прогноза землетрясений

Под прогнозом землетрясений, как правило, понимается предсказание места, силы (магнитуды) и времени будущих землетрясений. С учетом его заблаговременности различают три основных вида прогноза: долгосрочный (десятки лет), среднесрочный (годы, месяцы) и краткосрочный (дни, часы).

Прогнозы разделяют на две основных группы: детерминированный и вероятностный. Детерминированный прогноз отдельного события производится по предвестникам детерминированного типа, сопровождающим в данных геофизических условиях подготовку любого землетрясения. К вероятностному прогнозу относятся предсказания по различным характеристикам сейсмического режима [Добровольский, 2009]. Результатом вероятностного прогноза являются различные оценки условной вероятности землетрясений, обычно оформляемые в виде карт её значений. Если заранее ввести пороговые значения условной вероятности, то вероятностный прогноз становится прогнозом событий [Molchan, Kagan, 1992; Molchan, 1997].

Рассмотрим наиболее известные способы среднесрочного прогноза сильных землетрясений по сейсмологическим данным.

*Комплекс алгоритмов "Калифорния-Невада" (КН), М8 и "Сценарий Мендосино" (МSc).* Главной целью данных алгоритмов является обнаружение периодов повышенной вероятности (ППВ) возникновения сильных землетрясений на основе совместного анализа комплекса свойств потока землетрясений. В них реализуется возможность прогноза магнитуды, места и времени будущего сильного землетрясения. Алгоритм "Калифорния-Невада" (КН) своё название получил из-за того, что был впервые разработан и протестирован для штата Калифорния и примыкающей к ней территории штата Невады (США). Алгоритм М8 был разработан для прогноза периодов повышенной вероятности возникновения катастрофических землетрясений с магнитудой  $M \geq 8.0$ , что и дало ему соответствующее название.

В качестве сильных землетрясений рассматриваются события с магнитудами  $M \geq M_0$ . Значения предвестниковых параметров рассчитываются в скользящем временном окне  $(t, t + \Delta t)$  на основе каталога землетрясений. Каталоги предварительно очищаются от афтершоков. Алгоритмы КН и М8 используют одинаковый набор прогностических функций, которые определяют разные свойства потока землетрясений [Долгосрочный прогноз..., 1986]. Значения прогностических функций в каждый момент времени определяют вектор, характеризующий поток землетрясений исследуемого сейсмоактивного района (или некоторой части его). Задача диагностики ППВ состоит в том, чтобы по значению этого вектора в данный момент времени  $t$  определить, относится ли временной интервал  $(t, t + \Delta t)$  к периоду повышенной вероятности землетрясения с  $M \geq M_0$ .

Прогностические функции алгоритмов КН и М8 анализируют следующие свойства потока сейсмичности [Комплекс долгосрочных..., 1986; Кейлис-Борок, Кособоков, 1986]: сейсмическую активность, изменение сейсмичности во времени, вариации сейсмичности, концентрацию очагов, группирование землетрясений, пространственную контрастность, взаимодействие землетрясений на больших расстояниях.

При анализе сейсмической активности определяются: число основных землетрясений  $M_i$  в

выбранном диапазоне магнитуд  $\Delta M$  и в интервале времени  $\Delta t$ ; число основных землетрясений с весом, зависящим от  $M_i$ , в выбранном диапазоне магнитуд  $\Delta M$  и в интервале времени  $\Delta t$ , отношение чисел основных землетрясений в двух различных диапазонах магнитуд.

Изменения сейсмичности во времени определяются как разница между среднегодовым числом основных толчков выбранного диапазона магнитуд  $\Delta M$  и текущей сейсмической активностью (сейсмическое затишье). Вариации сейсмичности определяются как разность числа основных толчков в двух последовательных интервалах времени. При анализе концентрации очагов определяются: средняя площадь разрывов в очаге; отношение среднего линейного размера очага к среднему расстоянию между очагами. Также на основе предвестниковых функций определяются: максимальное число афтершоков за время  $\Delta t$ ; сочетание затишья и активизации в соседних районах; удаленные афтершоки; одновременная активизация нескольких взаимосвязанных районов.

Нормировка значений используемых прогнозных функций в зависимости от свойств потока землетрясений в конкретном сейсмоактивном регионе выполняется в двух вариантах: по сейсмической активности и по магнитуде  $M_0$  прогнозируемых землетрясений.

Для объявления в заданном районе в некоторый момент времени ППВ на период  $\Delta t$  (для КН  $\Delta t = 1-2$  года, для М8  $\Delta t = 5$  лет) необходимо, чтобы шесть из семи прогностических функций принимали аномально большие значения. Пересчёт функций производится через каждые шесть месяцев с добавлением новой порции данных. Значения считаются аномально большими, если превышают Q%-ный квантиль наблюдаемых значений функции.

В алгоритме КН исследуемая территория разделяется на регионы, а при наличии данных морфоструктурного районирования еще и на области, хотя эта процедура не формализована. В алгоритме М8 каждая территория исследуется перекрывающимися четырехугольниками со сторонами вдоль меридианов и параллелей. При поиске ППВ для землетрясений с  $M \geq 8.0$  линейные размеры сканирующей области алгоритма М8 первоначально составляли  $L = 12^\circ$ . Позднее, когда алгоритм М8 стал использоваться для диагностики ППВ землетрясений с  $M \geq 7.5$  и ниже [Долгосрочный .... 1986] было предложено следующее соотношение, связывающее величину  $L$  с  $M_0$ :  $L = [e^{M_0-5.6} + 1.0]$ . Тогда для  $M_0 = 8.0 - L \approx 10^\circ$ , а для  $M_0 = 7.5 - L \approx 5.75^\circ$ .

Область, на которой объявляется ППВ в алгоритме М8, имеет достаточно большой размер. Для уменьшения пространственной неопределённости прогноза был разработан дополнительный алгоритм, получивший название "Сценарий Мендосино" (MSc) [Кособоков и др., 1990]. Данный алгоритм применяется в тех случаях, когда при тестировании с помощью КН или М8 обнаружен ППВ в некотором из подрайонов с размером  $D$ . Тогда этот подрайон разбивается на ячейки  $S_{ij}$  с линейным размером равным  $D/16$ . В каждой ячейке  $S_{ij}$  осуществляется поиск сейсмического затишья на фоне повышенной активности по отношению к предыдущему периоду.

Обнаруженные ячейки  $S_{ij}$ , содержащие кратковременное (несколько месяцев) сейсмическое затишье, объединяются в кластер. Выделенная таким образом площадь считается областью готовящегося сильного сейсмического события.

Результаты применения алгоритма КН в сейсмоопасных регионах показали высокую статистическую значимость прогнозов, но эффективность прогнозов оказалась ниже, чем в ретроспективных тестах [Rotwain, Novikova, 1999].

Результаты применения алгоритмов М8 и М8-МSc за период с 1985 г. по 2003 г. [Кособоков, 2005] показали, что процент успешных прогнозов событий с  $M \geq 8.0$  составил соответственно 81% и 64%, а для землетрясений с  $M \geq 7.5$  – соответственно 57% и 30%.

*Алгоритм RTL.* Данный алгоритм позволяет выделить стадии подготовки очага землетрясения: сейсмическое затишье и последующую форшоковую активизацию [Соболев, Тюпкин, 1996; Соболев, Тюпкин, 1998]. Прогностический параметр  $RTL$  представляет собой произведение трех функций  $RTL = R \cdot T \cdot L$ , где

$$R(x, y, z, t) = \left[ \sum_i \exp\left(-\frac{r_i}{r_0}\right) \right] - R_s$$

$$T(x, y, z, t) = \left[ \sum_i \exp\left(-\frac{t_i}{t_0}\right) \right] - T_s$$

$$L(x, y, z, t) = \left[ \sum_i \exp\left(-\frac{l_i}{l_0}\right)^p \right] - L_s$$

Здесь  $x, y, z, t$  – координаты и время анализируемого сильного землетрясения;  $r_i, t_i$  – эпицентральные расстояния и времена текущих землетрясений энергетических классов  $8.5 \leq K \leq 13.0$  относительно эпицентра и времени сильного землетрясения;  $l_i$  – размер очага текущего землетрясения, вычисляемый по формуле  $\lg l = 0.244 \lg E - 2.266$  [Ризниченко, 1976];  $r_0 = 50$  км – коэффициент, характеризующий функцию влияния произошедшего текущего землетрясения в зависимости от его удаленности от эпицентра сильного землетрясения;  $t_0 = 1$  год – коэффициент, характеризующий функцию влияния произошедшего текущего землетрясения в зависимости от его удаленности по времени от момента сильного землетрясения;  $p = 1$  – вклад функции  $L$ , который возрастает пропорционально размеру разрыва в очагах землетрясений. Расчеты проводятся во временном окне один год с шагом 10 дней. Поправки  $R_s, T_s, L_s$  необходимы для исключения линейных трендов соответствующих функций.

Одним из основных достоинств алгоритма  $RTL$  при поиске аномалий сейсмического затишья и форшоковой активизации является его высокая чувствительность по отношению к вариациям многолетнего фона. Понижение значений от нулевого уровня многолетнего фона

соответствует стадии сейсмического затишья, а последующее восстановление к нулевому уровню характеризует стадию форшоковой активизации.

Тестирование алгоритма *RTL* проводилось на данных каталогов землетрясений Камчатки, Калифорнии, о. Сахалин и Курильских островов. Перед всеми сильными Камчатскими землетрясениями 1990-х годов были выделены стадии затишья и последующей активизации. В 1997 г. с помощью этого метода было предсказано Кроноцкое землетрясение с  $M = 7.8$  [Соболев, Пономарёв, 2003].

*Алгоритм КОЗ.* Алгоритм КОЗ (карта ожидаемых землетрясений) во многом основан на результатах лабораторных экспериментов, в качестве прогностических признаков в него включены те, которые имеют ясный физический смысл и применяются при прогнозе возникновения макроразрыва. Этот алгоритм был предложен Г.А. Соболевым [Соболев и др., 1990], а методика его практического применения представлена в работах [Методика расчета карт ..., 1995, Завьялов, 2006].

В алгоритме применяется пространственно-временное сканирование каталога землетрясений в пределах анализируемой сейсмоактивной области. При этом исследуемый сейсмоактивный район покрывается прямоугольной сеткой с размерами ячеек  $\Delta X \times \Delta Y$ , в каждой из которых в скользящем временном окне длительностью  $\Delta T$  с шагом  $\Delta t$  рассчитываются значения величин различных прогностических признаков. В алгоритме используются две группы прогностических признаков: квазистационарные и динамические.

К квазистационарным предвестникам относятся геолого-геофизические признаки, мало меняющиеся в течение анализируемого периода процесса подготовки сильных землетрясений: плотность разломов, число их пересечений, градиент скорости современных движений, площадные аномалии гравитационного, геомагнитного, теплового, электрического и других полей.

К динамическим относятся признаки, получаемые в результате режимных сейсмологических наблюдений и наблюдений за другими геофизическим полями, имеющие ясный физический смысл, период изменения которых существенно меньше периода наблюдений и времени подготовки сильного землетрясения. Условием использования того или иного динамического признака в алгоритме КОЗ является возможность его картирования по площади. В качестве динамических признаков использовались: параметр плотности сейсмогенных разрывов  $K_{\text{ср}}$ , наклон графика повторяемости  $\gamma$  (или  $b$  в случае использования магнитудной классификации землетрясений), количество слабых землетрясений в единицу времени в виде сейсмического затишья или активизации, площадь накопленных разрывов (пропорциональная, выделившейся сейсмической энергии в степени  $2/3$ ), отношение времен пробега продольных и поперечных

сейсмических волн. Этот перечень может быть увеличен по мере расширения и углубления знаний о процессе подготовки землетрясений и выявлении новых информативных признаков.

Все динамические прогностические признаки  $K_i$ , представляются в виде пространственно-временных распределений аномальных отклонений от соответствующего долговременного (фонового) уровня, нормированных на величину среднеквадратичной ошибки его определения:

$$\xi_{\tau} = \frac{\Delta K_i}{\sigma \sqrt{n}},$$

где  $\Delta K_i$  – отклонение признака  $K_i$ , вычисленное для заданной пространственной ячейке  $\Delta S$  в скользящем временном окне  $\Delta t$  от значений в скользящем окне большой длительности (порядка  $10 \cdot \Delta t$ );  $\sigma$  – среднеквадратичная ошибка  $\Delta K_i$ ;  $n$  – число землетрясений в скользящей выборке  $\Delta t$ .

Для идентификации предвестниковых аномалий используется условие  $|\xi_{\tau}| \geq \xi_{\tau}^{\text{TP}}$ , где  $\xi_{\tau}^{\text{TP}}$  – выбираемый экспериментально уровень "тревоги", который обычно в два раза превышает величину  $\sigma$ .

Для каждого параметра  $K_i$  при заданных уровнях тревоги находятся ретроспективные статистические оценки вероятности обнаружения  $P(K_i|D_1)$  (вероятности возникновения сильного землетрясения при появлении аномальных значений параметра), вероятности ложных тревог  $P(K_i|D_2)$ , среднего времени ожидания сильного землетрясения от момента появления аномалии  $T_{\text{ож.ср.}}^i$ , средней площади ожидания  $S_{\text{ож.ср.}}^i$ , на которой наблюдались превышающие заданный уровень тревоги значения параметра.

Для каждого параметра ретроспективно оценивается прогностическая эффективность  $J$  в виде отношения средней плотности сильных землетрясений во время тревог  $J_t$  (временная эффективность) или на площади тревог  $J_S$  (пространственная эффективность) к их средней плотности за время наблюдений или на площади наблюдений.

Условная вероятность  $P(D_1|K)$  возникновения сильного землетрясения по комплексу прогностических признаков в каждой пространственной ячейке рассчитывается по формуле Байеса:

$$P(D_1|K) = \frac{P(D_1) \prod_i P(K_i|D_1)}{P(D_1) \prod_i P(K_i|D_1) + P(D_2) \prod_i P(K_i|D_2)},$$

где  $P(D_1)$  – безусловная (или условная, в случае использования квазистационарных признаков) стационарная вероятность возникновения сильного землетрясения в рассматриваемой пространственной ячейке (событие  $D_1$ );  $P(D_2) = 1 - P(D_1)$  – безусловная (или условная) стационарная вероятность отсутствия сильного землетрясения в рассматриваемой пространственной ячейке (событие  $D_2$ );  $P(K_i|D_1)$  – условная вероятность возникновения сильного

землетрясения при появлении в рассматриваемой пространственной ячейке прогностического признака  $K_i$  (вероятность обнаружения);  $P(K_i|D_2)$  – условная вероятность отсутствия сильного землетрясения при появлении прогностического признака  $K_i$  (вероятность ложной тревоги);.

Совокупность значений условной вероятности  $P(D_1|K)$  для всех пространственных ячеек, представленная в виде изолиний, получила название Карты Ожидаемых Землетрясений (КОЗ) [Карты ожидаемых землетрясений ..., 1990]. Она рассчитывается на период времени  $(t_0, t_0 + T_{\text{ож.ср.}}^K)$ , где  $T_{\text{ож.ср.}}^K$  – время действия КОЗ, которое определяется как среднее из времен ожидания по всем прогнозным признакам  $T_{\text{ож.}}^i$ . Предполагается, что возникновение сильного землетрясения в этом временном интервале равновероятно.

Алгоритм КОЗ тестировался в сейсмоактивных регионах Камчатки, Кавказа, Туркмении, Киргизии, Южной Калифорнии, Северо-Восточного и Юго-Западного Китая, Греции. Анализ результатов тестирования алгоритма КОЗ показал [Соболев, Пономарев, 2003], что его средняя прогностическая эффективность в 2,6 раза выше, чем при случайном угадывании. При этом в зонах, где условная вероятность  $P(D_1|K) \geq 70\%$ , происходило в среднем 65% прогнозируемых землетрясений, а площадь зон тревоги не превышала 37% от площади с уровнем сейсмичности одно землетрясение в год и более.

Достоинства алгоритма КОЗ заключаются в том, что в нем используются предвестники, имеющие ясный физический смысл, кроме того, он дает существенно меньшее время тревоги (первые годы) по сравнению с картой сейсмического районирования и долгосрочным сейсмическим прогнозом.

Наиболее существенным недостатком метода КОЗ является то, что на картах часто наблюдается ряд зон с высокими значениями условной вероятности возникновения сильного землетрясения. В таком случае, используя прогностические возможности только алгоритма КОЗ и отдельных предвестников, входящих в него, нельзя дать ответ, в какой именно зоне произойдет очередное сильное землетрясение.

### 1.3 Вероятностная модель сейсмического события

#### 1.3.1 Аксиоматика А.Н.Колмогорова

Схема, описывающая формирование землетрясения, заключается в постепенном накоплении в недрах Земли упругих напряжений  $\vec{\sigma}$  [Богданов и др., 2010]. В случайный момент

времени  $t$  и в случайной области  $S$  может произойти превышение предела прочности пород, сопровождающийся сбросом напряжений и возникновением землетрясения на поверхности Земли. Это случайное событие характеризуется энергией  $E$  и координатами гипоцентра  $S(\varphi, \lambda, h)$ . Очевидно, что распределение непрерывных напряжений в зависимости от координат и времени несет в себе информацию о вероятностях возникновения сейсмических событий [Гайский, 1970; Ризниченко, 1985]. Иначе говоря, знание пространственно-временного распределения  $\vec{\sigma}(\varphi, \lambda, h, t)$  дает, по крайней мере, в принципе, возможность получить представление о распределении вероятностей многомерных сейсмических явлений как функции случайных непрерывных величин  $\vec{\xi} = (\varphi, \lambda, h, K, t)$  – координат, энергии (или энергетического класса  $K = \lg E$ ) и времени. Однако очевидно и обратное – распределение вероятностей несет в себе информацию о распределении напряжений  $\vec{\sigma}(\varphi, \lambda, h, t)$  [Богданов и др., 2010]. Возникает задача об описании многомерного сейсмического режима в терминах теории вероятностей [Богданов, 2006]. Наиболее удобным с этой точки зрения является аксиоматика Колмогорова.

Колмогоров А.Н., опираясь на идеи теорий множеств, меры, интегрирования и функций сформулировал систему аксиом, которая позволила описать уже существующие к моменту создания аксиоматики классические разделы теории вероятностей и дать толчок к развитию ее новых разделов.

Аксиоматизация теории вероятностей, как математической дисциплины, была проведена А.Н. Колмогоровым по аналогии с аксиоматизацией геометрии и алгебры. Последнее означает, что сначала надо определить изучаемые объекты и их основные отношения, а затем сформулировать аксиомы, которым эти отношения должны подчиняться. Дальнейшее построение должно базироваться только лишь на этих аксиомах, не опираясь ни на значение этих объектов, ни на их отношения.

Пусть  $\Omega$  – множество элементов  $\omega_i$ , которые называются элементарными событиями,  $\tilde{F}$  – множество подмножеств из  $\Omega$ . Элементы множества  $\tilde{F}$  называются случайными событиями, а  $\Omega$  – пространством элементарных событий [Колмогоров, 1974].

**Аксиомы:**

- I.  $\tilde{F}$  является алгеброй множеств.
- II. Система  $\tilde{F}$  подмножеств множества  $\Omega$  называется алгеброй, если  $\tilde{F}$  принадлежит  $\Omega$ , соединение, пересечение и разность двух множеств системы тоже принадлежат этой системе.
- III. Каждому множеству  $A$  из  $\tilde{F}$  поставлено в соответствие неотрицательное действительное число  $P(A)$ . Это число называется вероятностью события  $A$ .
- IV.  $P(A) = 1$ .



V. Если  $A$  и  $B$  не пересекаются, то  $P(A + B) = P(A) + P(B)$ .

Совокупность объектов  $\{\Omega, \tilde{F}, P\}$ , удовлетворяющую аксиомам I–IV, называется вероятностным пространством.

### 1.3.2. Обоснование применения теоретико-вероятностного подхода к реальным сейсмическим событиям

Современный подход к изучению сейсмических событий и идеология их прогноза определяется поиском предвестников различной природы и целиком базируется на ретроспективном анализе, а это также диктует необходимость привлечения вероятностных методов. В этом случае необходимо отразить степень случайности, иначе говоря, меру возможности появления того или иного результата [Богданов, 2008]. Необходимость привлечения статистико-вероятностных подходов для описания сейсмического процесса и сильных землетрясений отмечалась в работе [Гусев, 1996]. Однако вероятность, являясь чисто математическим понятием, определяет исключительно меру случайного. Поэтому о вероятности можно говорить только в отношении определенного класса случайных событий, в которых наблюдаются устойчивые частоты. Следовательно, на первый план выходят понятия «вероятностной модели» и «вероятностного пространства», вероятностные свойства оценок различных параметров, а также само понятие вероятностей и способов их вычисления для случайных сейсмических событий [Богданов, 2008].

В аксиоматическом теоретико-множественном подходе Колмогорова вероятность не определяется, а постулируется: в пространстве элементарных событий  $\Omega$  существует множество случайных событий  $\tilde{F}$ , каждому событию подмножества  $A$  из  $\tilde{F}$  ставится в соответствие неотрицательное действительное число  $P(A)$ ; задается алгебра, т.е. если система подмножеств  $\tilde{F}$  принадлежит  $\Omega$ , то соединения, пересечения и разность двух подмножеств  $A$  и  $B$  из  $\tilde{F}$  принадлежат этой системе.

В естествознании, если имеют дело с массовыми явлениями, результат которых не зависит от наблюдателя, применение методов теории вероятности, в самом общем случае, необходимо осуществлять по следующей схеме [Колмогоров, 1974]:

- пусть имеется комплекс каких-то условий  $\Phi$ , который может в результате проведения эксперимента неограниченное число раз повторяться;

- в результате осуществления комплекса условий  $\Phi$  исследуют некоторый круг событий, который может наступить, а может не наступить; причем эти события могут наступать или не наступать в различных комбинациях;
- если в случае выполнения комплекса  $\Phi$ , реализующийся в реальных условиях какой-нибудь вариант окажется принадлежащим некоторому множеству  $A$ , то говорят, что произошло событие  $A$ ;
- можно предположить, что случайному событию  $A$ , которое может наступить, а может и не наступить в результате реализации комплекса  $\Phi$ , поставлены в соответствие определенные положительные числа  $P(A)$ , обладающие, в свою очередь, следующими свойствами:
  - а) если комплекс условий  $\Phi$  повторился  $n$  раз, где  $n$  – большое число, и событие  $A$  наступило  $m$  раз, то можно быть уверенным, что отношение  $m/n$  будет мало отличаться от математической вероятности  $P(A)$ ;
  - б) в свою очередь, если  $P(A)$  очень мало, то можно быть практически уверенным в том, что при реализации условий  $\Phi$  событие  $A$  не наступит.

Рассмотрим сейсмическое явление как случайный эксперимент (испытание, опыт), в котором формирование некоторого комплекса условий  $\Phi$  за некоторый период  $\Delta T_i$ , реализуемого природой, протекает естественным путем и независимо от воли наблюдателя. В свою очередь, под «экспериментом» понимается некоторое действие, которое можно повторить много раз, не изменяя его условий. Но, рассматривая стадию подготовки землетрясения и сам факт его проявления как реальный процесс, который формируется на фоне внешних возмущений, в различных частях сейсмоактивного региона, совершенно нельзя быть уверенным, что условия его протекания не отличаются от условий другого события, произошедшего или готовящегося в ином месте. Естественно полагать, что и условия, и механизмы для разных событий в произвольных местах сейсмоактивного региона могут быть разными. Любой реальный эксперимент при заданном комплексе условий всякий раз протекает несколько иначе. Не касаясь в данной работе вопросов, связанных с физикой и механикой сейсмических явлений, с их разделением на главные толчки, форшоки, афтершоки и т.д., предположим, что за некоторый период  $\Delta T_i$  в очаговой зоне сформировался некоторый комплекс условий  $\Phi$ , приведший к возникновению локальной неустойчивости, завершившейся потерей сплошности среды, т.е. разрывом. Непосредственный выход выделившейся упругой энергии на поверхность Земли воспринимается как землетрясение. При таком подходе сейсмоактивный регион можно рассматривать просто как генератор случайных элементарных сейсмических событий  $\omega_i$ , с неизменными за период  $\Delta T_i$  теоретико-вероятностными свойствами. Следовательно, можно полагать, что сейсмичность конкретного региона определяется

«активностью такого генератора», частота «генерации» сейсмических событий которого задается каталогом землетрясений, сформированным в результате инструментальных наблюдений за период  $T_{\text{инстр}}$ .

Реализация каждого сейсмического события сопровождается регистрацией пяти случайных величин: энергетического класса  $K$ , трех координат (широты  $\varphi$ , долготы  $\lambda$  и глубины  $h$ ) и времени  $t$ . Случайные величины  $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $h$  и  $K$  определены в области своих допустимых значений и, как ограниченные функции, обладают математическим ожиданием. В свою очередь время  $t$ , являясь неограниченной функцией, его не имеет, и как следствие, для него отсутствует статистически устойчивое значение. Поэтому время как случайная величина, характеризующая сейсмическое событие, из дальнейшего анализа в данной модели будет исключено, что соответствует переходу к рассмотрению сейсмического режима в рамках сейсмостатики.

Следовательно, элементарное сейсмическое событие  $\omega_i$  определяет некоторый вектор  $\vec{\xi}_i(\omega_i)$ , компоненты которого задаются четырьмя случайными величинами  $\vec{\xi}_i(\omega_i) = \{\varphi_i(\omega_i), \lambda_i(\omega_i), h_i(\omega_i), K_i(\omega_i)\}$ . Распределение событий за период  $\Delta T_i$  будет представляться как распределение в четырехмерном пространстве («фазовом» объеме)  $n$  точек, соответствующих концу вектора  $\vec{\xi}_i$ .

Если за какой-то период времени  $\Delta T_i$  в сейсмоактивном регионе формируются  $n$  уникальных сейсмических событий, вероятность того, что из всей выборки в результате  $i$ -го эксперимента будет реализовано единственное событие, равна  $1/n$ . В то же время для данной реализации вероятность того, что любая случайная величина примет значение  $\xi_i$ , при произвольных значениях остальных, также равна  $1/n$ . Если в данной выборке из  $n$  исходов появлению любой случайной величины  $\xi_i$  благоприятствует  $z$  реализаций, то полагают, что степень объективной возможности ее появления в заданной выборке определяется отношением (статистическая вероятность)

$$P^*(\xi_i) = \frac{z}{n}$$

Считается, что при увеличении числа событий  $n$  эта вероятность стремится к математическому аналогу  $P(\xi_i)$ , точнее говоря, сходится к нему по вероятности (теорема Бернулли). Если рассматриваются вероятности появления какой-то случайной величины  $P_i$  за несколько различных периодов времени  $T_1, T_2, \dots, T_i$ , то вероятность за эти периоды сходится по вероятности к среднему арифметическому этих вероятностей (теорема Пуассона) [Вентцель, 1999]. В дальнейшем знак «\*» при статистической вероятности будет опускаться.

Исходя из точечной модели очага землетрясения, естественно, считать, что система случайных величин представляется непрерывными функциями. Однако в этом случае вероятность принятия ими конкретных численных значений  $a_{\xi_i}$  равна нулю. Поэтому при единичном эксперименте вероятность отлична от нуля тогда, когда значения системы непрерывных случайных величин попадают в некоторый заданный интервал  $\Delta \vec{\xi}_i = (\Delta \varphi_i, \Delta \lambda_i, \Delta h_i, \Delta K_i)$ .

Пусть  $\tilde{F}$  – множество подмножеств пространства  $\Omega$ , где  $\Omega$  – пространство элементарных событий  $\omega_i$ . Элементы множества  $\tilde{F}$  при выполнении комплекса условий  $\Phi$  называются случайными событиями. Поэтому случайное событие представляет собой некоторую комбинацию случайных величин в  $\tilde{F}$ , состоит из каких-то подмножеств  $A, B, C$  и т.д. Иначе говоря, из системы четырех случайных величин  $\varphi, \lambda, h$  и  $K$  можно составлять различные события, определяя тем самым различные подмножества множества  $\tilde{F}$ .

Отсюда следует, что множество случайных событий  $\tilde{F}$ , включающего в себя подмножества событий  $A, B, C$  и т.д., для которых определены соответствующие вероятности, образует алгебру множеств, содержащую в качестве элемента множество  $\Omega$ . Последнее утверждение соответствует аксиоме **I** теории вероятности [Колмогоров, 1974]. Если для комплекса условий  $\Phi$  число случаев, благоприятствующих какому-то произвольному событию  $E$ , оказалось равным  $m_E$ , то  $0 \leq \frac{m_E}{n} \leq 1$  (аксиома **II**). Кроме того, для пространства случайных событий  $\Omega$  всегда справедливо равенство  $m = n$ , поэтому очевидно, что  $P(\Omega) = 1$ , и эти события образуют полную группу (аксиома **III**).

Если во множестве случайных событий  $\tilde{F}$  два каких-то подмножества  $G$  и  $W$  несовместны, то  $m_G + m_W = m_{G+W}$ , где  $m_G$  – число реализаций, которые благоприятствуют множеству  $G$ ,  $m_W$  – множеству  $W$ ,  $m_{G+W}$  – множеству  $G + W$ . Отсюда следует, подкрепленное опытом, соотношение для сложения вероятностей несовместных событий  $P(G + W) = P(G) + P(W)$  (аксиома **IV**). Следовательно, представление совокупности сейсмических событий как некоторого математического объекта, включающего в себя пространство элементарных событий  $\Omega$  множество подмножеств случайных событий  $\tilde{F}$ , которым соответствуют вероятности  $P$ , не противоречит аксиомам теории вероятностей.

Из аксиом теории вероятности следует, что невозможному событию или пустому множеству  $\emptyset$  соответствует вероятность  $P(\emptyset) = 0$ . Но на основании опыта, из условия  $P(A) = 0$ , не следует тот факт, что произвольное событие  $A$  не произойдет. Это говорит только о том, что если вероятность обратилась в нуль, то при *однократной* реализации комплекса условий  $\Phi$  событие  $A$  практически невозможно. Однако если ряд испытаний достаточно велик, то некоторое событие  $A$  может все-таки наступить. В то же время можно утверждать, что при  $P(A) = 0$ , и большом числе событий  $n$ , отношение  $m/n$  будет мало. Иначе говоря, частотная интерпретация

вероятности показывает лишь только то, что частота  $m/n$  для некоторого события  $A$  приблизительно равна нулю, и в большой серии экспериментов это событие происходит в очень небольшой части всех опытов, возможно даже единичном случае. Действительно, как ни мала, например, вероятность сильного катастрофического землетрясения, тем не менее, за длительный, но конечный период времени, оно может произойти.

При эмпирическом построении теоретико-вероятностной модели некоторого стохастического события последняя должна быть неизменной за весь период наблюдений. В этом случае согласно законам больших чисел в длинной серии наблюдений частота каждого результата наблюдений (реализация случайного события) имеет тенденцию группироваться вокруг некоторого числа, называемого вероятностью (теорема Бернулли об устойчивости частот при постоянных условиях опыта [Вентцель, 1999]). Это позволяет сколь угодно точно восстановить теоретико-вероятностную модель объекта. Но если за некоторое время наблюдения стохастические свойства объекта меняются произвольным образом, то частота каждого результата наблюдения уже не характеризует его вероятность и, следовательно, по результатам эксперимента невозможно восстановить теоретико-вероятностную модель исследуемого объекта. Однако чтобы использовать этот метод для описания сейсмического режима, например, Камчатского региона, стохастические свойства которого произвольно изменяются, нужно на основе каталога землетрясений вычислять *средние частоты* случайного события за некоторый временной период  $\Delta T_i$  (называемым экспериментом Э) [Богданов и др. 2010]. Тогда приближенно можно говорить о средних вероятностях случайных событий за этот интервал времени. Сравнивая средние частоты за разные, но равные периоды времени  $\Delta T_i$ , можно отслеживать изменения, которые происходят в сейсмическом режиме за счёт формирования случайной компоненты, и исследовать их. Если рассматривать сейсмический режим п-ова Камчатки за весь период инструментальных наблюдений с 1962 года по настоящее время, то случайная компонента будет практически скомпенсирована.

Если в результате наблюдений из-за изменения стохастических свойств объекта невозможно восстановить его точную теоретико-вероятностную модель сейсмического режима, то при определенных условиях, допускающих произвольный характер эволюции её свойств, *теоретико-возможностная* модель может быть восстановлена эмпирически на основе конечного числа наблюдений [Пытьев, 2000]. Такая модель оценивает относительную «потенциальную реализуемость» исходов *единичных событий* в шкале, в которой могут быть истолкованы лишь отношения «больше», «меньше» или «равно». В этом случае согласно [Пытьев, 2000] *возможность* является характеристическим свойством эксперимента, который определён как мера на классе подмножеств  $\tilde{F}(\Omega)$ . При этом в каждом испытании значение возможности оценивает шанс любого исхода случайного события  $A$  по сравнению с шансами любых других исходов.

Однако этот вопрос в данной работе не рассматривается. Будем просто полагать, следуя теореме Пуассона [Вентцель, 1999], что при переменных условиях опыта вероятность  $P$  за весь период наблюдения  $T$  равна среднему арифметическому вероятностей  $P_i$  за соответствующие периоды  $\Delta T_i$ , где  $T = \sum_{i=1}^m \Delta T_i$ ,  $m$  – число экспериментов за период  $T$ .

В Главе 2 данной работы представлено вычисление прогностического параметра на основе вероятностной модели сейсмических событий Камчатского региона, а также предложена методика, позволяющая на основе Байесовского подхода вычислять вероятность наступления сильных землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  в области ожидания, определённой на основе анализа аномальных значений этого прогностического параметра.

#### 1.4 Сейсмичность Камчатского региона

Детальные сейсмологические наблюдения начались на Камчатке в конце 1961 г.. За период наблюдений был создан региональный каталог землетрясений Камчатки, Командорских островов и прилегающих территорий [Каталог землетрясений..., 2020].

Определение координат землетрясений Камчатского региона производится по скоростной модели и годографу  $P$ - и  $S$ -волн, рассчитанных И.П. Кузиным и С.А. Федотовым [Кузин, 1974]. Положение гипоцентра, его основные параметры до 2010 г. определялись по программе А. А. Гусева [Гусев, 1979], а начиная с 2010 г., был осуществлен переход на программу Д. В. Дрознина [Дрознин, Дрознина, 2010]. В качестве энергетических оценок землетрясений в каталоге используется энергетический класс  $K_{S1.2}^{\Phi 68}$  [Федотов, 1972], класс  $K_C$  [Лемзиков, Гусев, 1989] и магнитуда по кода-волнам  $M_C$  [Землетрясения Камчатки..., 1999], определяемая по записям длиннопериодной аппаратуры. Для некоторых, наиболее сильных землетрясений класс  $K_{S1.2}^{\Phi 68}$  определить невозможно из-за ограниченного динамического диапазона сейсмических станций. Для таких землетрясений используются формулы пересчета из телесеизмических магнитуд, либо класс по коду ( $K_C$ ). Оценка высвобожденной сейсмической энергии через класс  $K$  не всегда является объективной, поскольку отражает только ее высокочастотную часть, и не всегда согласуется с оценками, полученными через магнитуду.

На рисунке 1.1 представлена карта эпицентров землетрясений с  $K_S \geq 8.6$ , зафиксированных в регионе в течение периода наблюдений 1962–2011 (март) гг. [Сейсмичность Камчатского региона ..., 2013]. Наибольшая часть землетрясений (75%) сосредоточена в пределах Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Глубины событий, зафиксированных в этой зоне, лежат в интервале  $h = 0–700$  км. Доля поверхностных землетрясений ( $h < 70$  км) составляет

93% от всех событий, происходящих в сейсмофокальной зоне. На территории Камчатского полуострова, в окрестностях Алеутского глубоководного желоба, на окраине Командорской котловины и в Корякском автономном округе землетрясения располагаются в основном на глубинах  $h < 70$  км. На протяжении всего полувекового периода наблюдений представительным практически для всего каталога является значение  $K_{\min} = 8.5$ . Существующая в настоящее время сеть сейсмических станций способна регистрировать без пропусков землетрясения с  $K_{\min} \geq 9.5$  на всей территории региона.

Землетрясения, происходящие на Камчатке, в том числе сильнейшие с  $M > 7.0$ , имеют различную тектоническую природу. Более 75% из них приходится на зону субдукции Тихоокеанской плиты, но здесь сходятся также Алеутский, Арктический и Корякский сейсмические пояса, отражающие взаимодействие литосферных плит: Охотской, Северо-Американской, Евразийской, Берингии, Тихоокеанской [Тектоническая позиция и очаговые ..., 1994; Seismicity of the Bering ..., 1997]. Так же, мелкофокусные землетрясения, не относящиеся к зоне субдукции (как вулканические, так и тектонические), происходят в центральных районах Камчатского полуострова [Мелкофокусные землетрясения ..., 2006].

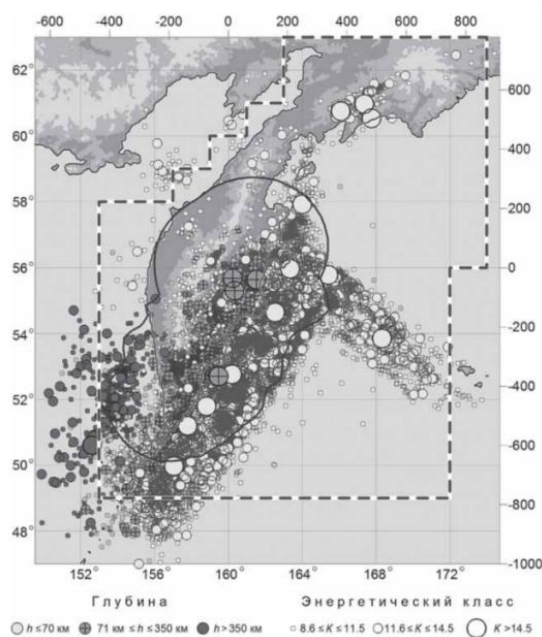


Рисунок 1.1 – Карта эпицентров землетрясений Камчатки, Командорских островов и прилегающих территорий за 1962–2011(март) гг. [Сейсмичность Камчатского региона ..., 2013]. Пунктирная линия – граница зоны ответственности сети КФ ГС РАН; сплошная изолиния  $K_{\min} = 8.5$  для сети 2007 г.

Камчатский регион и прилегающие к нему области разделены на десять тектоно-географических зон (структур), имеющих существенно различные характеристики сейсмичности.

Карта-схема деления на зоны представлена на рисунке 1.2. Зоны 1, 2, 3, 5, 6 и 10 имеют сложную трехмерную конфигурацию и наклонные по глубине границы. Зоны 4, 7, 8 и 9 не содержат глубоких землетрясений и имеют вертикальные границы. Все перечисленные структуры, кроме зоны 2, разделены по вертикали на три горизонтальных слоя: мелкофокусных  $h \leq 70$  км, промежуточных  $70 < h \leq 350$  км, и глубоких  $h > 350$  км землетрясений.

Весь объем, занимаемый землетрясениями, происходящими на границе плиты, погружающейся в Камчатскую зону субдукции, разделен на две структуры: Сейсмофокальную зону Курил и Южной Камчатки (зона 1) и Северную часть Камчатской сейсмофокальной зоны (зона 2). Их восточная вертикальная граница проведена по оси глубоководного желоба и отделяет взбросовые и надвиговые события верхнего края зоны субдукции от преимущественно сбросовых очагов землетрясений океанического вала, отнесенных к зоне Тихоокеанской плиты.

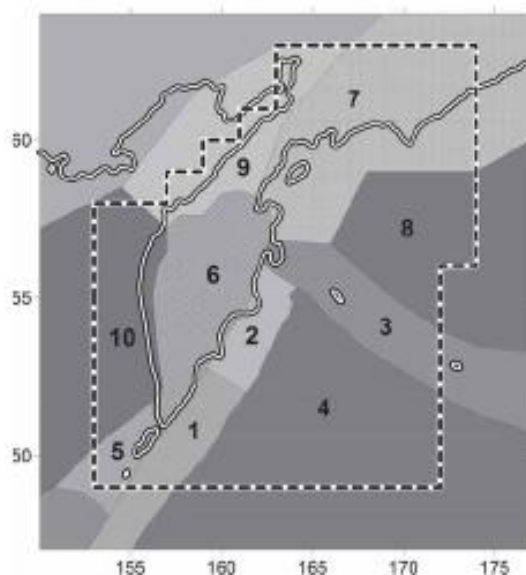


Рисунок 1.2 – Поверхностное сечение зон сейсмичности Камчатского региона и его окрестностей [Сейсмичность Камчатского региона ..., 2013]. Цифрами обозначены следующие зоны: 1 – сейсмофокальная зона Курил и Южной Камчатки; 2 – Северная часть Камчатской сейсмофокальной зоны; 3 – Командорский сегмент Алеутской дуги; 4 – Тихий океан; 5 – Северные Курилы; 6 – Континентальные области Камчатки; 7 – Корякский сейсмический пояс; 8 – Берингово море; 9 – Залив Шелихова; 10 – Охотия. Пунктирная линия – граница зоны ответственности региональной сети КФ ГС РАН.

Зона 1 – сейсмофокальная зона Курил и Южной Камчатки. Южная граница зоны 1 определяется зоной ответственности Камчатской сети и ограничена широтой  $\varphi = 49^\circ$ . На протяжении периода 1962–2011 гг. эта зона занимала второе место по активности. Распределение гипоцентров внутри зоны носит неравномерный характер – на долю поверхностного слоя приходится 80% событий и 83% сейсмической энергии. В промежуточном слое происходит



17.7% землетрясений и 9.3% сейсмической энергии. И, соответственно, в глубоком слое зафиксировано 2.3% событий и 7.2% энергии. Представительным для зоны 1 является энергетический класс  $K_{\min} = 9$ . График повторяемости линеен в диапазоне классов  $K = 9-13$ , и угол наклона, рассчитанный для этого диапазона, составляет  $\gamma = -0.43 \pm 0.02$ , что близко к значению этого параметра, полученного для всего региона ( $\gamma = -0.47 \pm 0.02$ ). В 2013 году в зоне 1 наблюдалось усиление сейсмической активности: 28.02.2013 г. произошло крупное событие с  $K_S = 15.2$  ( $M_c = 6.6$ ). За три месяца, прошедшие после землетрясения 28.02.2013 г., в его очаговой области было зарегистрировано около 200 землетрясений с энергетическим классом в диапазоне  $K_S = 5.8-15.1$ , из них 71 – в первые три дня после основного события. Землетрясение 28.02.2013 года и его афтершоки внесли заметное возмущение в уровень сейсмичности Камчатки: в течение 3 месяцев, начиная с 28.02.2013 г., на юге Камчатки выделилось  $3.1 \times 10^{15}$  Дж сейсмической энергии [Сильные землетрясения ..., 2013].

Южная граница сейсмофокальной зоны Курил и Южной Камчатки определяется зоной ответственности Камчатской сети и ограничена широтой  $\varphi = 49^\circ$ .

Зона 2 – Северная часть Камчатской сейсмофокальной зоны является наиболее активной зоной за период 1962–2011 гг. На ее долю приходится 46% от общего числа событий с  $K_S \geq 8.6$ , зафиксированных в регионе и 46% высвобожденной сейсмической энергии. В поверхностном слое сосредоточено 80% от общего числа событий, зафиксированных в зоне, в промежуточном – 20%, а в глубоком всего 0.05%. За 50 лет в поверхностном слое высвободилось 35% энергии, в промежуточном – 64% и в глубоком – 0.5%. Согласно современным тектоническим представлениям [Авдейко и др., 2002; Леглер, 1977; Lander, Shapiro 2007], северная часть современной Камчатской зоны субдукции (севернее Авачинского залива) значительно моложе (2–7 млн лет) её южной части. Характерной особенностью Северной части Камчатской сейсмофокальной зоны является практически полное отсутствие землетрясений на глубинах свыше 380 км, что связано с её более молодым возрастом, поэтому этот участок плиты, не успел погрузиться до глубин 700 км. Представительным для зоны 2 является энергетический класс  $K_{\min} = 9.0$ . Угол наклона графика, рассчитанный в диапазоне  $K_S = 9-13$ , равен  $\gamma = -0.50 \pm 0.02$ , что близко к значению для всего региона, но значительно выше, чем таковое значение для зоны 1. В зоне 2 зафиксировано 6 сильнейших землетрясений с  $K_S = 14.7-15.9$  и  $M = 6.8-7.8$ . Наиболее заметные из них – Петропавловское землетрясение 24 ноября 1971 г. и Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г.

Командорский сегмент Алеутской дуги (зона 3) включает в себя землетрясения, происходящие на границах Командорской микроплиты, расположенной между двумя значительно более крупными образованиями: медленной плитой Берингией [Тектоническая позиция и

очаговые ..., 1994] на севере и быстро перемещающейся на северо-запад Тихоокеанской плитой [Ландер, Пинегина, 2009]. Узкая, ширина менее 100 км, Командорская микроплита протянулась на ~ 500 км в направлении, практически параллельном вектору движения Тихоокеанской плиты, и отделена от последней трансформной границей, проходящей по Алеутскому глубоководному желобу.

Число событий с  $K \geq 8.6$ , произошедшие за 1962–2011 гг. в зоне 3, составляют 12.7% от событий, зарегистрированных в регионе. В энергетической области на долю Командорского сегмента Алеутской дуги приходится 13.9% сейсмической энергии. Основная масса землетрясений Командорского сегмента Алеутской дуги (91%) располагается в верхнем интервале на глубинах  $h < 45$  км. Угол наклона графика, рассчитанный в диапазоне  $K = 9-13$ , равен  $\gamma = -0.45 \pm 0.02$ , что близко к значению  $\gamma$  для зоны 1. Наиболее значительными для Командорского сегмента Алеутской дуги являются землетрясения 15.12.1971 г. с  $K_S = 15.4$  ( $M = 7.0$ ) и 17.07.2017 г. с  $K_S = 16.1$  ( $M = 7.3$ ).

Зона Тихого океана (зона 4) включает в себя землетрясения, происходящие на океаническом валу за глубоководным желобом. Для этих событий характерен сбросовый тип очаговой подвижки. За 1962–2011 гг. на долю зоны Тихий океан приходится 5.8% событий с  $K_S \geq 8.6$ , а процент сейсмической энергии, высвобожденной в ней, составил 1.2%. Наиболее значительными для зоны Тихого океан являются землетрясения 15.01.2009 г. с  $K_S = 15.8$  ( $M = 7.2$ ), 20.12.2018 г. с  $K_S = 16.1$  ( $M = 7.3$ ) и 25.03.2020 г. с  $K_S = 16.8$  ( $M = 7.7$ ). Угол наклона графика повторяемости, рассчитанный в диапазоне классов  $K_S = 9-13$  равен  $\gamma = -0.53 \pm 0.02$ . По глубине землетрясения распределены в диапазоне  $h = 0-80$  км.

Зона 6 – Континентальные области Камчатки. Сейсмичность этой зоны определяется тектоническими движениями по разломам земной коры, а также связана с активностью действующих вулканов Камчатки [Мелкофокусные землетрясения ..., 2006]. Сейсмическая активность в этой зоне распределена крайне неравномерна во времени. На фоне продолжительных сейсмических затиший наблюдаются роевые активизации. Наиболее значительные всплески активности за фиксированы в 1963–1964 гг., 1983 г. и 1996 г. Доля землетрясений Континентальные области Камчатки с  $K \geq 8.6$  составляет 4.7%, а сейсмической энергии – 1.3%. Характерной особенностью сейсмичности этой зоны является довольно высокий процент слабых землетрясений, доля которых ( $K_S \leq 8.6$ ) составляет 83% от общего числа событий, зафиксированных здесь. Столь значительное число слабых землетрясений связано не только с их природой, но и возможностями сети, расположенной в континентальной части Камчатки. С преобладанием слабых землетрясений и отсутствием сильных событий связано также и высокое

значение угла наклона графика повторяемости  $\gamma = -0.70 \pm 0.06$ . Основная масса землетрясений зоны 6 сосредоточена в земной коре, на глубинах  $h = 0-40$  км.

Зона 7 – Корякский сейсмический пояс. Долгое время эта область считалась практически асейсмичной, особенно ее северная часть – Корякское нагорье. После Озерновского землетрясения, произошедшего 22.11.1969 г., в этой зоне на протяжении почти 20 лет фиксировались лишь отдельные слабые землетрясения. Увеличение сейсмической активности Корякского сейсмического пояса началось в конце 1980-х годов. В южной части Корякского нагорья 08.03.1991 г. произошло Хаилинское землетрясение с  $K = 14.4$  ( $M = 6.6$ ). Исследование этого землетрясения и его афтершоков позволило выделить самостоятельный Корякский сейсмический пояс и плиту Берингию [Тектоническая позиция и очаговые ..., 1994]. Через 15 лет после Хаилинского землетрясения практически в том же месте 20.04.2006 г. произошло значительно более сильное Олюторское землетрясение с  $K_S = 15.7$  ( $M = 7.6$ ). Доля событий с  $K_S \geq 8.6$  за 1962–2011 гг., приходящаяся на зону 7 составляет 2.1%, а доля высвобожденной сейсмической энергии – 19.4%. Основная масса землетрясений расположена на глубинах менее 40 км. Активность зон 5, 8, 9 и 10 на протяжении 50 лет наблюдений была относительно низкой.

Северные Курилы и Охотия (зоны 5 и 10) включают в себя мелкофокусные землетрясения, происходящие на Камчатке и в Охотском море, значительно выше зоны субдукции, и имеющие отличающуюся от последней тектоническую природу. Сильнейшее событие, произошедшее в зоне 10 – Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с глубиной гипоцентра  $h = 630$  км и магнитудой  $M = 7.8$  имело огромную площадь макросейсмического воздействия [Сильные камчатские землетрясения ..., 2014].

Берингово море (зона 8) почти асейсмично. В границах зоны 8 зафиксировано несколько землетрясений, попавших в нее, возможно, вследствие ошибок в определении гипоцентров.

Сейсмичность Залива Шелихова (зона 9) образованна, преимущественно, мелкофокусными землетрясениями.

Детальные сейсмологические наблюдения, начатые на Камчатке более 50 лет назад, позволили накопить уникальный материал для исследования строения земной коры, взаимодействия литосферных плит, связей вулканизма и тектоники, физики очага сильного землетрясения, а также решения многих научно-прикладных задач. Созданный за период сейсмологических наблюдений каталог землетрясений сыграл немаловажную роль в составлении карты сейсмического районирования территории России ОСР-97, а также при проведении работ по микрорайонированию территорий.

## 1.5 Литосферно-ионосферные связи

### 1.5.1 Структура, состав и образование ионосферы

Под ионосферой понимают часть верхней атмосферы Земли, расположенную выше 50 км от земной поверхности. Верхней границей ионосферы является внешняя часть магнитосферы Земли. Ионосфера представляет собой природное образование разреженной слабоионизированной плазмы, находящейся в магнитном поле Земли и обладающей благодаря своей высокой электропроводности специфическими свойствами, определяющими характер распространения в ней радиоволн и различных возмущений [Иванов-Холодный, 1972].

Вопросы структуры, состава и образования ионосферы подробно изложены в работах [Харгривс, 1982; Ляцкий, Мальцев, 1983; Кринберг, Тащилин, 1984; Брюнелли, Намгаладзе, 1988].

Установлено, что концентрация ионов и электронов в ионосфере распределена по высоте неравномерно: имеются области, или слои, где она достигает максимума. Таких слоев в ионосфере несколько; они не имеют резко выраженных границ, их положение и интенсивность регулярно изменяются в течение дня, сезона и 11-летнего солнечного цикла.

По высоте ионосферу принято разделять на области (рисунок 1.3): D (около 50–90 км над уровнем моря), E (около 90–150 км) и F. Область F подразделяют на области F1 (около 150–200 км) и F2 (около 200–1000 км).

В каждой из областей D – F2 может быть выделен слой относительно высокой концентрации электронов  $n_e$  (рисунок 1.4). Наиболее высокая концентрация электронов в ионосфере наблюдается в максимуме слоя F2, где  $n_e$  порядка  $10^5$ – $10^6$  см<sup>-3</sup>. Всю область ионосферы выше максимума слоя F2 называют внешней ионосферой, где  $n_e$  уменьшается с высотой.

Области ионосферы различаются по ионному составу. Область D, кроме ионов NO<sup>+</sup> и O<sub>2</sub><sup>+</sup>, содержит положительные кластерные ионы [H<sup>+</sup>(H<sub>2</sub>O)<sub>n</sub>, NO<sup>+</sup>(H<sub>2</sub>O)<sub>n</sub>, NO<sup>+</sup>(CO<sub>2</sub>) и др.] и отрицательные ионы [N, C, N(H<sub>2</sub>O) и др.]. Выше области D в ионосфере преобладают однократно заряженные положительные ионы и  $n_e$  практически равна суммарной концентрации ионов. В областях E и F1 преобладают ионы NO<sup>+</sup> и O<sub>2</sub><sup>+</sup>. В области F2 основными ионами являются O<sup>+</sup>, а в протоносфере – H<sup>+</sup>.

Нейтральный состав ионосферы различен на разных высотах. В областях D, E и F1 преобладают молекулы N<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>, в области F<sub>2</sub> – атомы O, выше этой области – атомы He и H. Ниже примерно 1000 км суммарная концентрация нейтральных частиц намного больше  $n_e$  и ионосферная плазма является слабоионизированной.

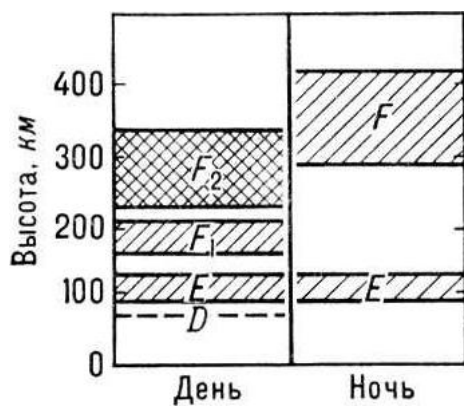


Рисунок 1.3 – Схема вертикального строения ионосферы.

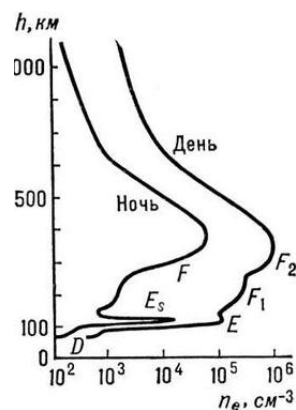


Рисунок 1.4 – Распределение по вертикали электронной концентрации в ионосфере.

На ионограммах в области E могут наблюдаться два слоя: регулярный, создающийся солнечным излучением и нерегулярный спорадический Es-слой. Спорадические слои Es расположены преимущественно на высотах: 96, 103-107, 111-112, 117-118 и 128 км, в которых преобладают ионы металлов метеорного происхождения ( $\text{Fe}^+$ ,  $\text{Mg}^+$ ,  $\text{Na}^+$  и др.), а  $n_e$  может превышать фоновый уровень на порядок и более. Спорадические слои достаточно тонкие (0.2–5 км), а их горизонтальные размеры составляют несколько сотен километров. Структура слоев неоднородная по горизонтали и вертикали.

Механизм формирования стандартных спорадических слоев связан с явлением ветрового сдвига [Гершман и др., 1976], а процесс их расплывания происходит за счет турбулентной и амбиполярной диффузии [Gurevich et al, 1997]. Кроме стандартных спорадических слоев существуют также аномальные спорадические слои, образование которых вызвано модификацией атмосферного электрического поля. Аномальные спорадические слои возникают когда электрическое поле на поверхности Земли направлено сверху вниз. Образование аномальных спорадических слоёв, в отличие от стандартных, происходит на высоте 120 км [Атмосферное электрическое поле ..., 1998].

В дневные часы образование ионосферы связано в основном с ионизацией атмосферы солнечным ультрафиолетовым и рентгеновским излучением. Также вносят вклад в ионизацию космические лучи. Каждый тип ионизирующего излучения в зависимости от своей проникающей способности оказывает наибольшее действие на атмосферу в определённой области высот. Так, в области D излучение Солнца с длиной волны  $\lambda=121.6$  нм (линия Лайман-альфа) ионизует молекулы NO, присутствующие в атмосфере в малом количестве, а жёсткое рентгеновское излучение ( $\lambda < 1$  нм) и космические лучи ионизуют молекулы  $\text{O}_2$  и  $\text{N}_2$ . Выше области D преобладает ионизация основных составляющих атмосферы солнечным ультрафиолетовым излучением. В области E ионизируются в основном молекулы  $\text{O}_2$ , в области F1 – молекулы  $\text{N}_2$ , в области F2 – атомы

О. Дополнительным источником ионизации атмосферы на высотах области E является мягкое рентгеновское излучение ( $\lambda=1-10$  нм). Концентрация заряженных частиц ионосферы определяется балансом между процессами ионизации, рекомбинации, диффузии и дрейфа, относительный вклад которых зависит от высоты, географической широты, времени суток.

Параметры ионосферной плазмы (концентрация, температура и др.) непрерывно изменяются. Различают регулярные изменения параметров ионосферы и их возмущения. К регулярным относят систематические изменения параметров ионосферы над данной точкой поверхности Земли, связанные с изменением времени суток, сезона и солнечной активности; к возмущениям – сильные отклонения параметров ионосферы от их регулярных значений.

Вспышечные процессы на Солнце сопровождаются резким увеличением потока рентгеновского излучения и солнечных космических лучей (в основном протонов с энергиями выше 10 МэВ), что, в свою очередь, может вызывать увеличение  $n_e$  в области D на 1–2 порядка. Выше области D вспышечные процессы вызывают менее значительный рост  $n_e$ : до 1,5–2 раз в области E и на 15–30% в областях F1 и F2. Наиболее сильные изменения  $n_e$  на высотах областей E, F1 и F2 наблюдаются в периоды магнитных бурь, обусловленных взаимодействием магнитосферы Земли с плотными высокоскоростными облаками плазмы солнечного ветра, которые возникают при корональных выбросах масс на Солнце. Потоки частиц высоких энергий, выпадающих из магнитосферы в авроральную область, а также электрические токи и поля в этой области достигают максимальных значений, что приводит к резкому увеличению скорости ионизации и нагрева атмосферы. Нагрев атмосферы, в свою очередь, приводит к глобальному изменению системы ветров и состава атмосферы на ионосферных высотах. С этими процессами связано и глобальное перераспределение  $n_e$  во время магнитных бурь.

Ионосфера, как посредник между магнитосферой и атмосферой, представляет собой открытую физическую систему и, помимо регулярных изменений, характеризуется широким спектром неоднородностей, связанных с различными видами воздействий – солнечными и магнитными бурями, метеорологической и сейсмической активностью, термическими приливами.

### 1.5.2 Результаты экспериментальных наблюдений литосферно–ионосферных связей

Исследования динамических процессов в средней, верхней атмосфере и в различных областях магнитосферы Земли, а также изучение влияния солнечной активности на формирование геофизических процессов занимают в настоящее время одно из важных мест в науке о Земле и постоянно находятся в центре внимания научной общественности. Сформировавшееся понимание,

что Земля и околоземное пространство представляет собой открытую физическую систему, дало возможность по-новому взглянуть как на уже полученную, так и на непрерывно поступающую информацию с наземных и космических средств наблюдения. Так как реальная физическая система непрерывно обменивается с внешней средой энергией, веществом, импульсом, энтропией и т.д., то процессы, развивающиеся в атмосфере и магнитосфере, естественно рассматривать с позиций существования непрерывного физического воздействия, имеющего, по отношению к ним, внешнее происхождение [Богданов, 2008]. К таким внешним воздействиям, проявление которых на разных уровнях атмосферы представляют особый интерес, относятся явления, инициированные солнечными и литосферными процессами. Исследования механизмов взаимодействия атмосферы, околоземного космического пространства и литосферы крайне важны для решения целого ряда фундаментальных и прикладных научных задач физики атмосферы, ионосферы, магнитосферы, распространения радиоволн и практических задач обеспечения, в конечном счете, безопасной жизнедеятельности на Земле.

Если, согласно Федотову, в сейсмическом цикле выделяют четыре стадии [Федотов, 1968], то в пределах этого цикла, с учетом заблаговременности, для предвестников землетрясений различают три основных вида прогноза: долгосрочный (десятки лет), среднесрочный (годы, месяцы) и краткосрочный (дни, часы).

К «наиболее весомым» и существенным краткосрочным предвестникам, отражающим интенсификацию процесса подготовки сейсмического события в очаговой зоне можно отнести аномальные вариации в поведении параметров, проявляющихся в ионосферно-магнитосферной системе. В настоящий момент экспериментально установлено, что на разных высотах и в разных областях ионосферы и магнитосферы формируются возмущения, возникающие за несколько дней или часов перед сильными землетрясениями.

Впервые об аномальных возмущениях, которые возникают до и после землетрясений, было сообщено в работе [Davies, Baker, 1965]. Позднее работой [Бирфельд, 1974] было положено начало целенаправленному изучению возмущений в ионосфере, которые формируются над районами подготовки землетрясений и определяются процессами в литосфере.

Экспериментальные исследования литосферно–атмосферно–ионосферных связей позволили обнаружить в ионосфере “аномальные” всплески электромагнитного излучения в диапазоне частот от единиц герц до десятков килогерц и вариаций плотности ионизации, зарегистрированных на спутниках [Гохберг и др., 1982; Гохберг и др., 1983; Ларкина и др., 1983]. Важными для понимания физических процессов в системе литосфера–атмосфера–ионосфера оказались работы, посвященные выявлению возмущений атмосферного электрического поля [О возмущениях ..., 1988; Никифорова и др., 1991], “аномальных” геомагнитных пульсаций [Гогатишвили, 1984; Low-frequency magnetic..., 1990; Sorokin et al., 1998], “аномальных”

возмущений в ионосфере [Резкие расплывания..., 1992] и магнитосфере [Electromagnetic ELF ..., 1992; Parrot, 1994]. Наиболее полная библиография по вопросам литосферно–атмосферно–ионосферной связи содержится в работах [Гохберг и др., 1988; Липеровский и др., 1992; Pulinets, Boyarchuk, 2004].

Спутниковые наблюдения возмущений ряда параметров на высотах верхней ионосферы перед землетрясениями оказались принципиально важными для понимания возможной перспективы их прогноза и стимулировали развитие исследований ионосферных предвестников землетрясений. Увеличение интенсивности ОНЧ-шумов в диапазоне от 140 Гц до 15 кГц и возмущений электронной плотности на высотах F-области перед землетрясениями на расстояниях в несколько тысяч километров до эпицентров было обнаружено при анализе результатов измерений на спутниках [Гохберг и др., 1982; Гохберг и др., 1983; Ларкина и др., 1983]. При регистрации вариаций плотности плазмы и КНЧ/ОНЧ-измерений на борту спутника “Космос-1809” [Smale-scaleplasma...,1997] за несколько часов до Спитакского землетрясения были обнаружены магнитные возмущения на расстояниях до 500 км от эпицентра.

При исследованиях эффектов подготовки землетрясений с использованием спутника DEMETER было обнаружено затухание ОНЧ радиосигналов (10–20 кГц) от внешних источников на высотах F-области на расстояниях 1000–5000 км от эпицентра землетрясений за 1–3 недели до событий [Global diagnostics ..., 2006]. Эти, а также другие многочисленные наблюдения на спутниках [Обзор моделей ..., 1998; Pulinets, Boyarchuk, 2004] показали наличие эпизодических всплесков низкочастотной плазменной турбулентности, областей нагрева, областей провалов плотности в верхней части F-области в приуроченных к землетрясениям зонах, простирающихся на расстояния до нескольких тысяч километров от эпицентра. Ионосферные эффекты землетрясений обнаружены при исследовании полного электронного содержания ТЕС (Total Electron Content) в вертикальном столбе воздуха от земли до местонахождения спутника. В работах [Афраймович, Астафьева, 2003; Pulinets et al., 2004; Pre-earthquake ionospheric..., 2004] с использованием GPS было показано, что за 1-7 дней перед сильными землетрясениями наблюдается увеличение изменчивости ТЕС на несколько процентов, если точка наблюдения расположена в области подготовки землетрясений ( $R < e^M$  км).

Многочисленные наблюдения на спутниках [Обзор моделей ..., 1998; Pulinets, Boyarchuk, 2004] показали наличие эпизодических всплесков низкочастотной плазменной турбулентности, областей нагрева, областей провалов плотности в верхней части F-области в приуроченных к землетрясениям зонах, простирающихся на расстояния до нескольких тысяч километров от эпицентра.

При исследовании сейсмоионосферных эффектов в F-области было обнаружено, что и знак эффекта, и характерные времена могут различаться для различных регионов. Например, для



землетрясений с  $M > 5.5$  в Японии было получено, что критическая частота foF2 в дневное время увеличивается за 3–7 дней до землетрясения, а затем уменьшается за несколько суток до сейсмического события, затем пониженное значение foF2 сохраняется 2-3 дня после землетрясений [Pulinets, Boyarchuk, 2004; Корсунова, Хегай, 2005; О возмущениях в ..., 2006]. За неделю до землетрясения также может уменьшаться турбулизация F-области, что проявляется как уменьшение F-рассеяния [On variations of foF2 ..., 2006]. Перечисленные эффекты наблюдаются на расстояниях до 500–1000 км от эпицентра до станции вертикального зондирования. Однако, согласно результатам исследований [A statistical investigation..., 2006], полученным на Тайваньской станции вертикального зондирования, уменьшение дневной критической частоты foF2 за 1-5 суток до землетрясений с  $M > 5.5$ , наблюдалось только если расстояния от эпицентра до станции не превышало 150 км.

Изменчивость ночной критической частоты foF2 с характерными временами бухтообразных вариаций 2-3 часа в связи с землетрясениями с  $M > 5.5$  исследовалась по материалам японских и среднеазиатских станций. Для обоих регионов получено, что изменчивость foF2 (в максимуме F-слоя) уменьшается за 1-3 дней до землетрясения, однако изменчивость частоты отражения зондирующего сигнала (плотности ионизации) ниже максимума F-слоя с характерными временами 2-3 часа на высотах 200–250 км, наоборот, увеличивается. Пространственные масштабы этих эффектов составляют до 500 км [On ionospheric precursors..., 2004].

При исследовании сейсмоионосферных эффектов в E-области было статистически показано, что за день перед землетрясениями максимальная плотность спорадических слоев уменьшается. При этом увеличиваются вариации производной плотности [Эффекты сейсмической ..., 1994] и усиливается крупномасштабная турбулентность (Es-рассеяние) [On Es-spread effects ..., 2005; Ondoh, 2004], а мелкомасштабная турбулентность (коэффициент полупрозрачности) уменьшается [Variability of sporadic ..., 2003]. Перечисленные эффекты наблюдались для землетрясений с магнитудой  $M > 5$ , при этом пространственные масштабы эффектов составляли 300-500 км.

В области E также наблюдаются сейсмоионосферные эффекты, если эпицентры землетрясений находятся на более далеких расстояниях (500–1000) км от станций вертикального зондирования. При исследовании коэффициентов корреляции плотностей спорадических слоев по нескольким парам станций, расположенных на расстояниях несколько сотен километров друг от друга, получено, что эти коэффициенты корреляции уменьшаются за 1-2 дня перед событиями [To the question of..., 2002].

Характерные времена проявления сейсмоионосферных эффектов варьируют от нескольких минут до нескольких часов, [On the time scales..., 2002], а характерные пространственные масштабы – от 150 до 5000 км. Такой большой диапазон характерных времен и

характерных масштабов свидетельствует о наличии нескольких физических механизмов литосферно–ионосферной связи, а не одного единственного.

Механизмы передачи возмущений от литосферы к ионосфере можно условно разделить на “акустико-гравитационные” и “электромагнитные” и “модификации электростатического поля” [Липеровский и др., 1992; Физические модели связей ..., 2008; Gokhbergetal, 1995].

### 1.5.3 Акустико-гравитационные модели

В акустико-гравитационных моделях предполагается, что за несколько дней до землетрясений вблизи поверхности Земли в области подготовки землетрясений генерируются атмосферные акустико-гравитационные волны (АГВ), которые распространяются вверх через атмосферу под углом к горизонтали и доходят до ионосферных высот. Угол распространения АГВ зависит от периода волны. Далее возмущения нейтральной компоненты ионосферной плазмы могут вызвать возмущения плотности заряженных частиц в ионосфере благодаря столкновениям ионов с нейтралами [Shalimov, Gokhberg, 1998; Гохберг, Шалимов, 2004].

Генерация АГВ в приземном слое атмосферы, как правило, вызывается метеорологическими явлениями. В сейсмически активной зоне генерация АГВ может быть вызвана рядом причин. К ним можно отнести движения земной коры, имеющей блоковую структуру, нестабильные тепловые аномалии, вызванные выходом парниковых газов в атмосферу в разломных зонах земной коры, а также нестабильное поступление массы литосферных газов в атмосферу [Гохберг и др., 1996]. Известно, что при сейсмологических измерениях устойчиво регистрируется спектр сейсмогравитационных колебаний Земли с периодами от 30 минут до 4 часов [Линьков и др., 1990], причем сейсмогравитационные колебания с периодами от одного до пяти часов обычно активизируются за несколько суток перед сильными землетрясениями с магнитудами  $M \geq 6.0$  [Возбуждение колебаний атмосферы ..., 1989].

При сейсмогравитационных колебаниях поверхность Земли может действовать на атмосферу как поршень, вызывать вариации температуры, проводимости и давления, приводя к генерации АГВ в атмосфере. Кроме того, эти колебания могут приводить к выбросу в атмосферу радона и других газов. Интенсификация сейсмогравитационных колебаний в диапазоне периодов 2-3 часов перед сейсмическими событиями, возможно проявляется в модуляции интенсивности естественного электромагнитного излучения (30–300 кГц) и в модуляции возмущений электронной концентрации в нижней части F-области ионосферы вследствие возбуждения АГВ [Липеровский и др., 1992]. Наиболее эффективна генерация АГВ, вызванная нестационарным

притоком газов [Перцев, Шалимов, 1996]. В работе [Shalimov, Gokhberg, 1998] на основе численных моделей было показано, что АГВ, возникающие в приземной атмосфере за несколько суток до землетрясений, могут достигать высот 120–150 км. Время передачи возмущения от поверхности Земли до ионосферы составляет несколько часов и зависит от периода волны. В частности, АГВ с периодами 2-3 часов, могут вызывать образование или расплывание спорадических слоев Es на расстояниях 1000 км от области их генерации [Липеровская и др., 1994]. Передача возмущений в F-область ионосферы является многоступенчатой, АГВ создают лишь начальное возмущение плазмы, а дальше развивается неустойчивость Рэлея–Тейлора, которая может приводить к возникновению ионосферных плазменных пузырей, которые при пролете спутника проявляются как вариации плотности плазмы с характерными размерами 1–100 км по горизонтали.

Механизм генерации АГВ с меньшими периодами, от нескольких до десятков минут, был представлен в работах [Mareev et al., 2002; Molchanov, 2004]. Такие волны достигают ионосферных высот на расстояниях несколько сотен километров от эпицентров землетрясений. Область подготовки землетрясения моделировалась как атмосферный мозаичный источник тепла и литосферных газов, функционирующий с характерным периодом порядка или больше периода Брента–Вяйсяля (около 5 мин). Источники, сформированные хаотическими неоднородностями, могут быть более эффективными генераторами АГВ по сравнению с источниками, однородно распределенными в пространстве. Согласно [Molchanov, 2004], результатом эволюции АГВ является колмогоровская турбулентность в ионосфере. Кроме того, зимой и осенью за несколько суток до землетрясения на ионограммах достаточно часто наблюдается появление и исчезновение следов слабых спорадических слоев Es с характерным временем 30–60 минут [Modification of sporadic..., 2000]. При этом повышенная изменчивость проявляется обычно на расстояниях до 500 км от эпицентра, что совпадает с эффективным расстоянием распространения АГВ с периодами 30–60 минут.

Распространение долгопериодных внутренних гравитационных волн с периодом в несколько часов и радиусом распространения порядка 1000 км на высоты области E приводит к формированию плотного долгоживущего слоя Es. В зависимости от фазы волны спорадический слой Es под воздействием таких возмущений может расплываться, образуя так называемый Es-spread. Для объяснения некоторых экспериментально наблюдавшихся явлений в работах [Currents and turbulence..., 1997; Modification of sporadic..., 2000] была предложена трехмерная модель спорадического E-слоя как генератора тока. Было показано, что в результате действия акустических волн на спорадические слои конечных размеров в E-области могут формироваться локальные макроскопические токовые системы. Перпендикулярно к геомагнитному полю могут

возбуждаться электрические поля до 10 мВ/м. В свою очередь, локальные токи могут генерировать различные виды турбулентности.

Диссипация акустических и внутренних гравитационных волн на высотах области E ответственна за турбулентное перемешивание и изменение концентрации нейтралов NO, а также повышению их температуры. В результате этих процессов возрастает интенсивность свечения с длиной волны  $\lambda=5577 \text{ \AA}$ . Турбулизация нейтрального газа, по-видимому, также способствует интенсификации расплывания спорадических слоев. Кроме того, турбулентное перемешивание нейтральной компоненты приводит к изменению состава ионосферы на высотах критической частоты foF2, меняя состав электронной составляющей. Это особенно заметно проявляется в период осенне-весенней перестройки ионосферы, когда меняется состав ионосферы за счет общей сезонной циркуляции атмосферы в северном полушарии. При возникновении магнитной бури за счет электрического дрейфа плазма удаляется от Земли, уменьшая концентрацию электронов на высотах foF2, которая становится меньше медианных значений. В сейсмоактивных регионах на заключительной стадии подготовки землетрясения (за несколько дней до события) при магнитной бури регулярный ход электронной компоненты нарушается, и концентрация электронов превышает медианные значения. Данный эффект используется в качестве одного из ионосферных предвестников землетрясений в работах [Аномальное поведение..., 2014; Anomalous behavior of...,2017].

#### 1.5.4 Модели модификации электрического поля

В основе данных моделей лежит усиление выделения радона за 7-10 суток до землетрясений в области подготовки землетрясений.

Известно, что радиоактивность нижних слоев атмосферы обусловлена в основном содержащимися в ней радиоактивными элементами: радон, радий, торий, актиний и продукты их распада. Радиоактивные элементы попадают в атмосферу вместе с почвенным воздухом. Перед землетрясениями скорость ионообразования возрастает. Радон переносится вверх воздушными потоками до высоты несколько километров. Важная роль выбросов радона для объяснения литосферно-ионосферной связи перед землетрясениями отмечалась впервые в работе [Radon and metallic..., 1997].

Модель возникновения модификаций квазипостоянного локального электрического поля в атмосфере перед землетрясениями над областями подготовки представлена в работах [Сорокин, Яценко, 2000; Сорокин, Чмырев, 2002]. В основе работ лежит тот факт, что в области подготовки

землетрясений часто происходит выброс радона в атмосферу, причем концентрация радона может увеличиться в несколько раз, увеличивая уровень радиоактивности и, следовательно, ионизации в атмосфере. При этом увеличивается проводимость приземных слоев атмосферы. Согласно работам [Chalmers, 1967; Имянитов, Шифрин, 1962], система Земля–ионосфера представляет собой подобие сферического конденсатора, разность потенциалов между обкладками которого поддерживается грозовой активностью. При предположении о постоянной разности потенциалов в системе Земля–ионосфера порядка 300 кВ электрическое поле вблизи поверхности Земли уменьшается из-за роста атмосферной проводимости, а в D- и E- областях ионосферы поле увеличивается по сравнению с невозмущенным состоянием, так как полное сопротивление атмосферы уменьшается и полный локальный квазистационарный ток увеличивается.

Одномерная модель модификации “квазипостоянного электрического поля”, возникающего вследствие выброса радона, и изменения плотности ионизации в ионосфере перед землетрясениями была рассмотрена в работах [Сорокин, Чмырев, 1997; Обзор моделей ..., 1998]. С увеличением уровня радиоактивности у поверхности Земли возрастает степень ионизации и проводимость приземного слоя атмосферы высотой несколько километров и уменьшается напряженность вертикального электрического поля. Выше в атмосфере и на высотах E-области напряженность поля увеличивается в несколько раз по сравнению с невозмущенным состоянием. Это, в свою очередь, увеличит джоулев нагрев и температуру электронов в E-области. Так как в E-области коэффициент рекомбинации обратно пропорционален температуре, то повышение температуры приведет к уменьшению коэффициента рекомбинации, что вызовет локальное увеличение плотности заряженных частиц в этой области ионосферы [Sorokin, Chmyrev, 1998; Sorokin et al., 2001].

Добавочный джоулев нагрев в нижней ионосфере, вызванный увеличением интенсивности вертикального атмосферного тока, изменяет тепловой баланс ионосферы, приводя к модификации высотного распределения электронной плотности и ионного состава. Последний процесс может привести к подъему максимума F-слоя, уменьшению электронной концентрации в максимуме ( $f_oF2$ ) и к росту плотности легких ионов в верхней ионосфере [Sorokin et al., 2001].

Также причиной модификации электрического поля в ионосфере является образование вертикального стороннего тока и возмущений электрического поля в атмосфере над областью подготовки землетрясения. Такие процессы связаны с возникновением электродвижущей силы в результате выброса заряженных аэрозолей и их вертикального турбулентного переноса вверх и последующего неравномерного гравитационного оседания. Квазистационарная модель образования стороннего аэрозольного тока в атмосфере представлена в работах [DC electrical field..., 2006; Sorokin et al., 2007], согласно которым сейсмическая активность сопровождается выделением почвенных газов в атмосферу. Эти газы переносятся положительно и отрицательно

заряженными аэрозолями, заряд которых увеличен за счет появления в атмосфере радона за несколько суток до землетрясений. К образованию сторонних электрических токов приводит атмосферная конвекция заряженных аэрозолей. При этом предполагается, что сторонние токи стационарны. Горизонтальный характерный размер электрических полей и сторонних токов по оценкам составляет несколько сотен километров. Повышенная ионизация, сторонние токи и разделение зарядов могут возникать не только в приземной атмосфере, но и на некоторой высоте. В результате электрическое поле в слое с повышенной проводимостью уменьшается, возникают возмущения поля в атмосферно-ионосферной токовой цепи и усиление вертикального тока в ионосфере. Далее предполагается замыкание тока через ионосферу в сопряженные точки через продольные токи.

В работах [Атмосферное электрическое ....., 1998; Quasielectrostatic model..., 2000; Pulinets, Boyarchuk, 2004; Pulinets, 2006, Пулинец, Узунов, 2010; Pulinets, Ouzounov, 2011] была предложена комплексная модель взаимосвязей геоэффективных явлений в литосфере, атмосфере и ионосфере Земли (LAIC), основанная на учете влияния выделения радона в приземной атмосфере в надразломных зонах перед землетрясениями. На представленной на рисунке 1.5 схеме явления, описываемые в модели LAIC, условно разделены на три категории: тепловые (левая ветвь модели), атмосферные или облачные (средняя ветвь модели) и электромагнитные или ионосферные (правая ветвь модели). В тепловой ветви основным процессом является выделение скрытой теплоты испарения при конденсации паров воды на ионах, образованных после ионизации молекул атмосферных газов радоном. Если вблизи поверхности Земли тепловые аномалии проявляются в виде линейных структур, вытянутых вдоль активных разломов, то затем вследствие наличия горизонтальных градиентов температуры и давления начинается процесс перемешивания и образуется вертикальный восходящий поток, т.к. в общем температура воздуха над областью подготовки землетрясения выше, чем вне ее. В результате мелкомасштабная турбулентность вследствие развития обратного каскадного процесса (развитие турбулентности с увеличением пространственного масштаба) [Levina et al., 2000] приводит к образованию крупномасштабной структуры – теплового пятна на уровне верхней кромки облаков 10–12 км (OLR – уходящее длинноволновое инфракрасное излучение).

Атмосферные и электромагнитные процессы взаимодействуют между собой: вертикальная конвекция, возникающая вследствие выделения скрытой теплоты испарения за счет конденсации паров воды на ионах, выносит кластерные ионы вверх, что приводит к вытеснению легких ионов и изменению проводимости атмосферы в пограничном слое (толщина пограничного слоя меняется в течение суток от нескольких сот метров в предрассветные часы до нескольких километров в послеполуденное время). В свою очередь, вертикальное электрическое поле над разломами поддерживает линейную структуру потоков кластерных ионов – ядер конденсации, что

приводит к образованию линейных облачных структур – одного из краткосрочных предвестников землетрясений.

Помимо образования линейных облачных структур, к числу атмосферных аномалий, наблюдаемых перед землетрясениями, следует отнести струйные течения. Это горизонтальные потоки воздуха на высоте от 6 до 30 км, имеющие длину несколько тысяч километров, а в поперечнике – 50-100 км. Скорость ветра вблизи оси струйного течения достигает 200–300 км/ч. Субтропические струйные течения обычно наблюдаются на уровне 300 мбар, т.е. на той же высоте, что и OLR (912 км). Пятно OLR, по сути, представляет собой область пониженного давления, поэтому сейсмогенные струйные течения своим концом указывают на положение эпицентра будущего землетрясения. Отличительным признаком таких течений является еще и тот факт, что их положение остается неизменным в течение нескольких часов [Wu, 2004].



Рисунок 1.5 – Схематическое представление модели комплексных связей в системе литосфера-атмосфера-ионосфера-магнитосфера [Прогноз землетрясений..., 2014]

Основным фактором, приводящим к генерации аномалий в ионосфере и магнитосфере, являются аномалии в атмосферном электричестве, связанные с изменением проводимости пограничного слоя атмосферы. Они способствуют генерации аномальных электрических полей в ионосфере, приводящих к дрейфу ионов и образованию крупномасштабных неоднородностей электронной концентрации и вариациям температуры ионов и электронов. Модификация всей

магнитосферной трубки, опирающейся на область подготовки землетрясения, приводит к образованию ионосферных неоднородностей не только над областью подготовки землетрясения, но и в магнитосопряженной точке. В свою очередь рассеяние ОНЧ шумов в модифицированную магнитосферную трубку приводит к повышению уровня шумов ОНЧ диапазона внутри этой трубки. Это стимулирует более эффективное взаимодействие ОНЧ излучений с энергичными электронами радиационных поясов, что приводит к их питч-угловой диффузии и, как следствие, к высыпанию перед землетрясениями [Conception and model of..., 2002; Anagnostopoulos et al., 2012].

Таким образом, данная модель позволяет проводить целенаправленный поиск краткосрочных предвестников, появляющихся в некой временной последовательности с определенным запаздыванием по мере увеличения высоты проявления регистрируемой аномалии.

### 1.5.5 Электромагнитные модели литосферно-ионосферной связей

Одна из первых моделей литосферно-ионосферной связи перед землетрясениями была модель “резонатора”. В ней предполагалось, что перед землетрясениями вблизи эпицентров происходят процессы кратковременного разделения зарядов на поверхности земли с характерным временем порядка тысячных долей секунды. Такие процессы должны вызывать соответствующие токи, всплески электрических полей и разделение зарядов в ионосфере и дальнейшие колебательные процессы в системе литосфера–ионосфера на резонансной частоте, подобно процессам в обычном колебательном контуре, имеющем емкость, индуктивность и сопротивление [Резонансные явления при ..., 1985]. При этом далее должна происходить передача электромагнитной энергии из литосферы в ионосферу, нагрев и как его дальнейшие следствия в E-области, резкие уменьшения плотности спорадических слоев, регистрируемые при вертикальном зондировании. Пока, однако, нет достаточных экспериментальных подтверждений, свидетельствующих в пользу резонансной модели, хотя для ряда землетрясений был проведен анализ электромагнитных эффектов в диапазоне ОНЧ [Гохберг и др., 1988]. Ряд авторов полагает [Tate, 1990; Tate, Daily, 1989], что резонансные ионосферные эффекты при подготовке некоторых землетрясений возможны, но не являются определяющими в литосферно-ионосферной связи.

В работе [Молчанов, 1991] была предложена модель, согласно которой при процессах смещения и разрушения блоков земной коры вдоль активных разломов в окрестности очага готовящегося землетрясения генерируется широкополосное электромагнитное излучение. При этом предполагалось, что зона возбуждения имеет размер 100–150 км. Электромагнитное излучение, генерируемое упругими колебаниями в земной коре рассмотрено в работах



[Electromagnetic signals..., 2004; Guglielmi, Pokhotelov, 1996]. Возможны два механизма генерации излучения – индукционный и электрокинетический. Первый механизм обусловлен возникновением токов Фуко при движении земной коры в геомагнитном поле. Второй механизм связан с движением жидкости, наполняющей поры и трещины в скальных породах. Это излучение проходит через земную среду, атмосферу и ионосферу, трансформируется по спектру в результате взаимодействия с заряженными частицами околоземной плазмы и приводит к возбуждению в плазме верхней атмосферы и магнитосфере альвеновских волн в диапазоне частот 0.3–10 Гц. Эта гипотеза объясняет экспериментально обнаруженный на спутниках эффект возбуждения аномального низкочастотного излучения (ОНЧ) в ионосфере над областями землетрясений.

В модели секундных всплесков [Резкие расплывания спорадических ..., 1992] предполагалось, что связь ионосферных возмущений с литосферными процессами осуществляется посредством серии импульсов электромагнитного поля. В работах [Гогатишвили, 1984; Резкие расплывания спорадических ..., 1992] отмечалось, что за несколько суток перед землетрясениями в эпицентральной зоне неоднократно одновременно наблюдались всплески атмосферного электрического поля и вариаций амплитуды магнитного поля. Проведённая в работе [Физические модели связей ..., 2008] оценка показала возможность существования электромагнитных процессов в интервале характерных времен 0.1–10 с в области подготовки землетрясений с размерами  $L \approx 10\text{--}100$  км для достаточно сильных землетрясений с  $M = 5.0\text{--}6.0$  при предположении об импульсном разделении зарядов. В области E ионосферы на тех же масштабах над областью разделения зарядов должны возникнуть такие же по порядку величины индуцированные заряды, распределенные на тех же характерных масштабах. В модели секундных всплесков предполагалось, что в области подготовки перед землетрясением излучаются серии импульсов электромагнитного поля, которое проникает в область E ионосферы, нагревает плазму и вызывает расплывание спорадического слоя. Далее нагретая плазма вдоль силовых линий магнитного поля перемещаются в F-область, вызывая нагрев F-области и уменьшение плотности плазмы в максимуме F-слоя.

Из сказанного следует, что зарегистрированные явления в ионосфере, говорят о ее реакции на процессы, протекающие в литосфере сейсмоактивных регионов накануне сейсмических событий. Однако эти возмущения могут распространяться и на большие высоты. Эффект возбуждения низкочастотного электромагнитного излучения в плазмосфере и высыпания электронов внутреннего радиационного пояса было зарегистрировано на спутниках «Интеркосмос-19», «Ореол-3», «Интеркосмос-Болгария 1300» и т.д. [Обнаружение эффектов воздействия ..., 1982; Наблюдения на спутнике ..., 1983; Parrot, 1994; Rodger et al., 1996]. При этом на ионосферных высотах и в магнитосфере происходит как бы отображение и осреднение процессов, происходящих в земной коре на обширных территориях, размером в сотни километров.

Взаимодействие солнечного ветра с магнитосферной плазмой, включая плазменный слой в хвосте магнитосферы, и с ионосферными процессами ответственно за формирование глобальной токовой системы или токовой цепи (ГЭЦ). По представлениям на сегодняшний день ГЭЦ – это многопараметрический электрический контур, пронизывающий все геосферные оболочки, и открытый внешним воздействиям. С помощью токовых систем, образующих единую ГЭЦ, осуществляется электродинамическая связь между различными областями плазменного образования, что дает возможность рассматривать его с общих позиций самоорганизующейся и саморегулирующей структуры. С другой стороны, в токовых системах запасена существенная часть энергии всей плазменной системы и поэтому эти системы являются важным звеном в процессе преобразования энергии плазмы из одного вида в другой, например, кинетической в энергию электромагнитного поля. Именно в токовых системах наблюдаются ускоренные потоки плазмы с их последующим выбросом в окружающее пространство.

Для интерпретации явлений в ионосфере, вызванных процессами подготовки землетрясений, необходимо использовать оба механизма — электромагнитный и акустико-гравитационный. Вопрос о праве существования этих гипотез и об относительной роли указанных механизмов в каждом конкретном случае, должен решаться при проведении достаточного количества комплексных наблюдений.

В главе 3 данной работы будет рассмотрено аномальное поведение ионосферных параметров Камчатского региона, которые могут быть отождествлены с предвестниками землетрясений. На основе комплекса наиболее информативных ионосферных прогностических признаков и сейсмического параметра, определённого на основе вероятностной модели сейсмического режима, предложена методика оценки области, вероятности и краткосрочного периода наступления землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ .

### **Выводы по главе 1**

Обзор основных моделей подготовки землетрясений показал их достоинства и недостатки, данные модели являются качественными, но малопригодными для количественного описания процесса подготовки землетрясений. Проведён обзор основных сейсмологических предвестников, проявляющихся на различных стадиях сейсмического цикла.

Рассмотрены наиболее известные алгоритмы среднесрочного прогноза землетрясений КН, М8, RTL, КОЗ, показавшие свою эффективность в ходе многолетнего тестирования в различных сейсмоактивных регионах мира. Основным недостатком подобных среднесрочных алгоритмов

прогноза сильных землетрясений всё ещё остаётся неопределённость района и интервала времени возникновения прогнозируемых землетрясений.

Представлен обзор сейсмичности Камчатки за более чем полувековой период наблюдений. Рассмотрено деление Камчатского региона на тектоно-географические зоны и представлен сравнительный анализ сейсмичности наиболее активных зон.

Представлено обоснование применения аксиоматического теоретико-множественного подхода А.Н. Колмогоровым к каталогу Камчатских землетрясений. Данный подход позволяет представить каталог землетрясений в виде вероятностного пространства трех объектов  $\{\Omega, \tilde{F}, P\}$ , что позволяет в терминах теории вероятностей исследовать различные стороны сейсмического процесса. На основе вероятностной модели сейсмических событий проводится исследование сейсмического режима, представленное в данной работе.

К наиболее важным краткосрочным предвестникам, отражающим интенсификацию процесса подготовки сейсмического события в очаговой зоне можно отнести аномальные вариации в поведении параметров, проявляющихся в ионосферно-магнитосферной системе. Многочисленными исследованиями установлено, что на разных высотах и в разных областях ионосферы и магнитосферы формируются возмущения, возникающие за несколько дней или часов перед сильными землетрясениями. Механизмы передачи возмущений от литосферы к ионосфере можно условно разделить на “акустико-гравитационные”, “электромагнитные” и “модификации электростатического поля”. В настоящее время не существует общепринятой точки зрения, позволяющей интерпретировать все наблюдения возмущений в ионосфере, возникающие за несколько дней до сильных землетрясений, опираясь только на какой-то один механизм. Возможно, имеет место совокупность механизмов, определение относительных вкладов которых является задачей дальнейших исследований.

## ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ КАРТ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ ВЕРОЯТНОСТНОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

### 2.1 Законы распределения системы случайных величин вероятностной модели сейсмического режима

В разделе 1.3 было представлено описание вероятностной модели сейсмических событий, а также представлено обоснование применения теоретико-вероятностного подхода А.Н. Колмогорова к реальным землетрясениям. Таким образом, применение вероятностного подхода к каталогу сейсмических событий позволяет рассматривать каждое землетрясение как элементарное событие  $\omega_i$ , а весь каталог или его отдельную часть – как пространство элементарных событий  $\Omega$ . Каждое элементарное событие  $\omega_i$  может быть охарактеризовано четырьмя случайными величинами  $\xi_i(\omega_i) = \{\varphi_i(\omega_i), \lambda_i(\omega_i), h_i(\omega_i), K_i(\omega_i)\}$ , где величины  $\varphi_i, \lambda_i, h_i$  являются координатами землетрясения, а  $K_i$  – энергетическим классом. Время события  $t_i(\omega_i)$ , как не имеющего математического ожидания, из системы случайных величин исключено, но  $t_i(\omega_i)$  учитывается, как параметр, который определяет попадание события  $\omega_i$  в исследуемый период  $\Delta T$ . Из системы четырех случайных величин можно составлять различные случайные события, определяя различные подмножества множества  $\tilde{F}$ . Случайные события (за конкретный выбранный период времени  $\Delta T$ ) могут представлять произвольную комбинацию из переменного числа случайных величин и образовывать в  $\tilde{F}$  некоторые подмножества  $A, B, C$  и т.д. В качестве примера определим подмножества случайных событий этого множества [Богданов и др., 2010]:

- Событие  $A$ : «Попадание эпицентров сейсмических событий, произошедших в выбранном объеме  $V$ , в заданные интервалы широты  $\Delta\varphi$  и долготы  $\Delta\lambda$ ».
- Событие  $B$ : «Попадание гипоцентров землетрясений в заданные интервалы глубин  $\Delta h$  в выбранном объеме  $V$ ».
- Событие  $C$ : «Попадание сейсмических событий в разные интервалы энергетического класса  $\Delta K$  в выбранном объеме  $V$ » (Закон повторяемости землетрясений в вероятностном представлении).
- Событие  $D$ : «Попадание сейсмических событий в заданные интервалы глубины  $\Delta h$  и энергетического класса  $\Delta K$  в выбранном объеме  $V$ ».

Объём  $V$  задаётся максимальными и минимальными значениями координат  $\varphi$ ,  $\lambda$  и глубиной  $h$ , которые могут изменяться. Определив случайные события, можно на основе конкретного каталога землетрясений определить соответствующие функции распределения вероятностей. Перечень случайных событий можно расширить.

Рассмотрим, например, случайное событие  $A$ . Пусть ему благоприятствовали  $m_{\varphi,\lambda}$  случаев, т.е. из  $n$  событий только  $m_{\varphi,\lambda}$  попали в заданные интервалы  $\Delta\varphi$  и  $\Delta\lambda$ . Тогда характеристикой степени объективной возможности появления события  $A$  при выполнении комплекса условий  $\Phi$  является «относительная частота»  $\nu = m_{\varphi,\lambda}/n$ . Эта частота в некоторой степени характеризует существующую связь между складывающимися условиями в недрах Земли и событием  $A$ , показывая, как часто эти условия формируют наше событие. Практическое применение методов теории вероятности и статистики в различных областях человеческих знаний, где имеют дело с массовыми случайными явлениями, показало удивительную закономерность, связанную с устойчивостью частот. С ростом числа реализаций частоты колеблются вокруг некоторых чисел. Поэтому естественно связать эти числа с каждым индивидуальным событием, формирующимся в случайном эксперименте [Вентцель, 1999]. В дальнейшем под относительной частотой события будем понимать её математический аналог  $P$ , который характеризует вероятность возникновения события при единичной реализации комплекса условий  $\Phi$ . Следовательно, в нашем случае полагаем

$$P(A) = \frac{m_{\varphi,\lambda}}{n} \quad (2.1)$$

Подобным образом вычисляются вероятности других событий.

Для множества сейсмических событий, произошедших за некоторый период времени, вероятностным пространством является совокупность трех объектов  $\{\Omega, \tilde{F}, P\}$ . Так как случайные величины  $\varphi_i$ ,  $\lambda_i$ ,  $h_i$  и  $K_i$  заключены в соответствующие интервалы между минимальными и максимальными значениями, то для пространства элементарных событий справедливо

$$\Omega = \{\omega: \varphi_{\min} \leq \varphi \leq \varphi_{\max}; \lambda_{\min} \leq \lambda \leq \lambda_{\max}; h_{\min} \leq h \leq h_{\max}; K_{\min} \leq K \leq K_{\max}\} \quad (2.2)$$

Соотношение (2.2) охватывает все допустимые события нашего идеализированного эксперимента. Максимальные и минимальные значения входящих в (2.2) случайных величин задаются геометрией реального сейсмического региона, а также его внутренними свойствами, определяющими энергетику события. Причем, в зависимости от поставленной задачи, в (2.2)

можно варьировать пределы рассматриваемых интервалов  $\Delta_j$ , уменьшая или увеличивая их границы, изменяя общее число событий множества, образующих полную группу. Чтобы перейти от идеализированного вероятностного пространства  $\{\Omega, \tilde{F}, P\}$  к реальному эксперименту, необходимо границы пространства элементарных событий  $\Omega$  и сами вероятности  $P$  определять из каталога землетрясений на основе его статистической обработки.

Если закон распределения системы случайных величин задан в аналитической форме посредством функции распределения  $F(\varphi, \lambda, h, K)$  или ее плотности  $f(\varphi, \lambda, h, K)$ , то с вероятностной точки зрения эта система определена полностью. По соответствующим формулам можно найти законы распределения отдельных величин. Однако в данном случае наиболее логичным является обратная постановка задачи, а именно, по законам распределения случайных величин получить закон распределения системы. Для этого необходимо знать зависимость между отдельными случайными величинами, которые входят в систему, то есть необходимо знать условные законы распределения.

Для непрерывных величин, определяющих сейсмическое событие, плотность распределения можно представить и как многомерную производную от  $F(\varphi, \lambda, h, K)$ , и как произведение условных и безусловных функций  $f(\varphi, \lambda, h, K)$  следующим соотношением:

$$f(\varphi, \lambda, h, K) = \partial^4 F(\varphi, \lambda, h, K) / \partial \varphi \partial \lambda \partial h \partial K = f(\varphi) \cdot f(\lambda|\varphi) \cdot f(h|\varphi, \lambda) \cdot f(K|\varphi, \lambda, h) \quad (2.3)$$

В (2.3) приняты обозначения:  $f(\varphi)$  – безусловная плотность распределения сейсмических событий в зависимости от  $\varphi$ ;  $f(\lambda|\varphi)$  – плотность распределения сейсмических событий по  $\lambda$  при условии, что их широта равна  $\varphi$ ;  $f(h|\varphi, \lambda)$  – плотность распределения сейсмических событий по  $h$  при условии, что их широта и долгота соответственно равны  $\varphi$  и  $\lambda$ ;  $f(K|\varphi, \lambda, h)$  – плотность распределения сейсмических событий по  $K$  при условии, что их долгота, широта и глубина соответственно равны  $\lambda$ ,  $\varphi$  и  $h$ . Зная аналитический вид плотности распределения (2.3), можно вычислить вероятность того, что сейсмическое событие попадет в заданные интервалы: по широте  $\Delta\varphi = \varphi_i - \varphi_{i-1}$ , долготе  $\Delta\lambda = \lambda_j - \lambda_{j-1}$ , глубине  $\Delta h = h_m - h_{m-1}$  и по энергетическому классу  $\Delta K = K_n - K_{n-1}$

$$\begin{aligned} P(\Delta\varphi_i \Delta\lambda_j \Delta h_m \Delta K_n) &= \int_{\varphi_{i-1}}^{\varphi_i} d\varphi \int_{\lambda_{j-1}}^{\lambda_j} d\lambda \int_{h_{m-1}}^{h_m} dh \int_{k_{n-1}}^{k_n} f(\varphi, \lambda, h, K) dK = \\ &= F(\varphi_i \lambda_j h_m K_n) - F(\varphi_{i-1} \lambda_{j-1} h_{m-1} K_{n-1}) = \\ &= P(\Delta\varphi_i) P(\Delta\lambda_j | \Delta\varphi_i) P(\Delta h_m | \Delta\varphi_i, \Delta\lambda_j) P(\Delta K_n | \Delta\varphi_i, \Delta\lambda_j, \Delta h_m), \end{aligned} \quad (2.4),$$

где  $i, j, m$  и  $n$  – индексы соответствующих интервалов случайных величин. Второе равенство в (2.4) написано согласно определению функции  $F(\varphi, \lambda, h, K)$ . Выражения (2.3) и (2.4), являясь функциями четырех переменных, не могут быть представлены графически, хотя численные значения  $P(\Delta\varphi_i, \Delta\lambda_j, \Delta h_m, \Delta K_n)$  можно вычислить в частотном представлении на основе каталога данных сейсмических событий. Подобным образом вычисляются и безусловные законы распределения для всех случайных величин  $\varphi, \lambda, h, K$ , а также различные комбинации для условных законов распределения от этих переменных. Статистическая обработка каталога по формуле (2.4) дает возможность не только ответить на вопрос о средней вероятности возникновения сейсмического события в том или ином заданном интервале географических координат, глубины и энергетического класса, но и получить численные значения ступенчатой функции распределения  $F(\Delta\varphi, \Delta\lambda, \Delta h, \Delta K)$ . С ростом числа событий  $n$  и уменьшением интервала  $\Delta$  относительная частота  $\nu$  стремится к своему математическому аналогу  $P$ , а  $F(\Delta\varphi, \Delta\lambda, \Delta h, \Delta K)$  – к устойчивому непрерывному распределению  $F(\varphi, \lambda, h, K)$ . Вычисляя функцию  $F$  за данный интервал времени  $T$  в выбранном объеме  $V$ , мы усредняем комплексы условий, приводящие к реализации того или иного случайного события, и, следовательно,  $F$  в среднем описывает сейсмический режим. Иначе говоря, функция  $F$  за рассматриваемый период в среднем определяет потенциальные возможности сейсмического режима выбранного объема в терминах теории вероятностей. При таком подходе каталог землетрясений за весь инструментальный период наблюдений  $T_{\text{инст}}$ , представленный в виде математического объекта трех элементов  $\{\Omega, \tilde{F}, P\}$ , может рассматриваться в качестве опорной модели, на фоне которой отслеживаются изменения в сейсмической активности, т.е. регистрировать вариации в распределении вероятностей в локальных областях сейсмического региона, обусловленные изменением активности того или иного объема, за различные интервалы времени  $T$  ( $T < T_{\text{инст}}$ ).

На рисунках 2.1 – 2.4 представлены, в качестве примера, распределения вероятностей, вычисленные для случайных событий  $A, B, C$  и  $D$ , определенных выше. Вычисления проводились для землетрясений с энергетическим классом  $9 \leq K_S < 16$  и глубиной гипоцентров  $h \leq 100$  км, произошедших за период 1962–2016 гг. Распределение вероятностей для событий  $B, C$  и  $D$  вычислялись в области  $\Delta\varphi = 50^\circ - 56^\circ$  с.ш.,  $\Delta\lambda = 157^\circ - 165^\circ$  в.д.

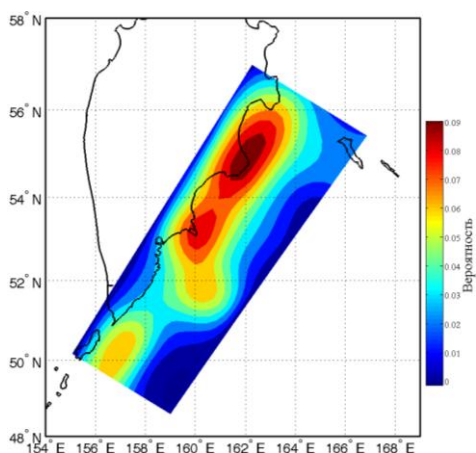


Рисунок 2.1 – Распределение вероятностей попадания сейсмических событий в области с размерами  $1^\circ \times 1^\circ$  (случайное событие *A*).

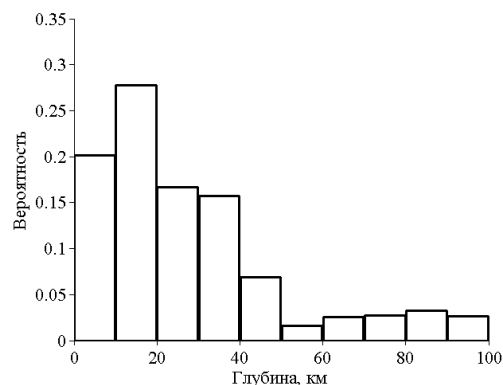


Рисунок 2.2 – Распределение вероятностей сейсмических событий с ошибкой определения глубины меньше 5 км по интервалам глубины  $\Delta h = 10$  км (случайное событие *B*).

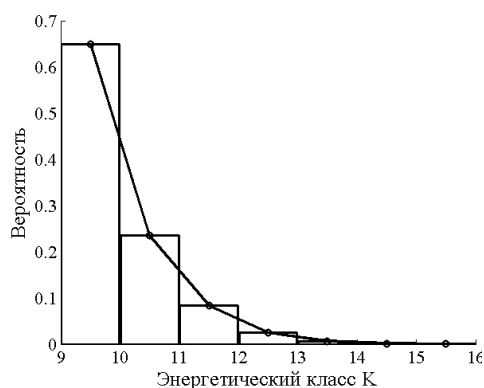


Рисунок 2.3 – Распределение вероятностей сейсмических событий по интервалам энергетического класса  $\Delta K = 1$  (случайное событие *C*).

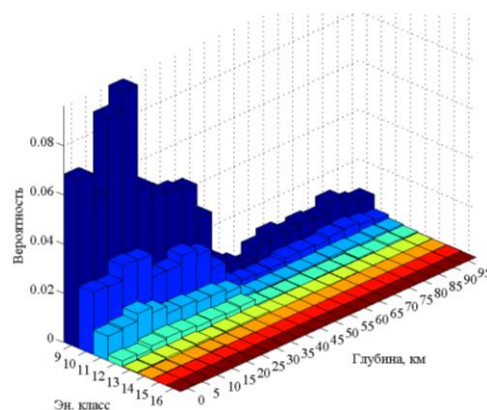


Рисунок 2.4 – Распределение вероятностей сейсмических событий с ошибкой определения глубины меньше 5 км по интервалам глубины  $\Delta h = 5$  км и интервалам энергетического класса  $\Delta K = 1$  (случайное событие *D*).

## 2.2 Вероятностная интерпретация закона Гуттенберга – Рихтера

В [Богданов, 2006; Богданов и др., 2010] показано, что в общем случае ломаную линию, сглаживающую гистограмму (рисунок 2.3), для представительных классов землетрясений можно представить в аналитическом виде



$$f_{1,2}(K) = f(K_0^{1,2}) \cdot 10^{-\gamma_{1,2}(K_{1,2} - K_0^{1,2})} \quad (2.5)$$

или в логарифмическом виде

$$\lg f_{1,2}(K) = \lg f(K_0^{1,2}) - \gamma_{1,2}(K_{1,2} - K_0^{1,2}) \quad (2.6)$$

где  $9.5 \leq K_1 < 12.5$  с  $\gamma_1(K_0^1 = 9.5)$  и  $12.5 \leq K_2 < 16$  с  $\gamma_2(K_0^2 = 12.5)$ . Там же отмечается, что отличие (2.5) и (2.6) от известного уравнения закона повторяемости землетрясений, заключается в том, что в них отсутствует зависимость от сейсмической активности  $A_0$ , которая характеризует число сейсмических событий, произошедших в единицу времени на единице поверхности в интервале энергетического класса  $K_0 \pm 0.5$ , и является величиной переменной [Гайский, 1970]; Ризниченко, 1985]. Исходным в (2.5) является плотность  $f(K_0) = m_k(k_0)/(n \cdot \Delta K) = P_k(K_0)/\Delta K$ , где  $m_k(K_0)$  – число событий, попавших в энергетический интервал  $K_0 \pm 0.5$ .

В работе [Богданов и др., 2010] были представлены результаты расчётов функций распределения вероятностей сейсмических событий по энергетическому классу  $f(K)$  и  $F(K)$  при начальных значениях  $K_0$  равных 9.5 и 10.5. Вычисления проводились как для очищенного, так и для неочищенного от афтершоков каталога для четырёх площадей Камчатского региона  $S_1 > S_2 > S_3 > S_4$  и пяти временных интервалов  $T_1 > T_2 > T_3 > T_4 > T_5$ . Очистка каталога камчатских землетрясений от афтершоков сильных событий проводилась по алгоритму Г.М. Молчана и О.Е. Дмитриевой [Молчан, Дмитриева, 1993] с помощью программы В.Б. Смирнова [Смирнов, 1997] (использовался каталог землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН). Получено, что численные значения  $f(K_0)$  практически совпадают независимо от рассматриваемой площади и условия очищенности каталога землетрясений от афтершоков (рисунок 2.5а,б).

Анализ изменений  $f(K)$  в зависимости от размера площади  $S_i$  и длительности интервала времени  $T_j$  показал, что увеличение числа событий для заданной площади  $S_i$  за счет увеличения временного интервала наблюдений  $T_1 > T_2 > T_3$  тождественно увеличению числа событий для данного временного интервала  $T_j$  за счет увеличения площади  $S_1 > S_2 > S_3$ .

Так как средние значения  $f(K_0)$ , рассчитанные на основе очищенного и неочищенного каталогов землетрясений для площадей  $S_1, S_2, S_3$  за период  $T_1$  с различными начальными значениями  $K_0$  практически совпадают между собой и близки к значению  $(2/3) \approx 0.667$ , то в [Богданов и др., 2010] была выдвинута гипотеза о том, что закон повторяемости в вероятностном представлении, полученный расчетным путем на основе каталога землетрясений, с ростом числа землетрясений представительного класса имеет тенденцию группироваться вокруг теоретического

распределения с начальным значением  $f(K_0) = 2/3$ . В соответствии с этим выражение (2.4) можно представить в виде

$$f_{1,2}(K) = (2/3) \cdot 10^{-\gamma_{1,2}(K_{1,2} - K_0^{1,2})} \quad (2.7)$$

Подтверждение данной статистической гипотезы было произведено с помощью критерия Колмогорова, что даёт возможность говорить о численном описании закона повторяемости сейсмических событий в вероятностном представлении единым уравнением (2.7) безотносительно от рассматриваемой площади (объема).

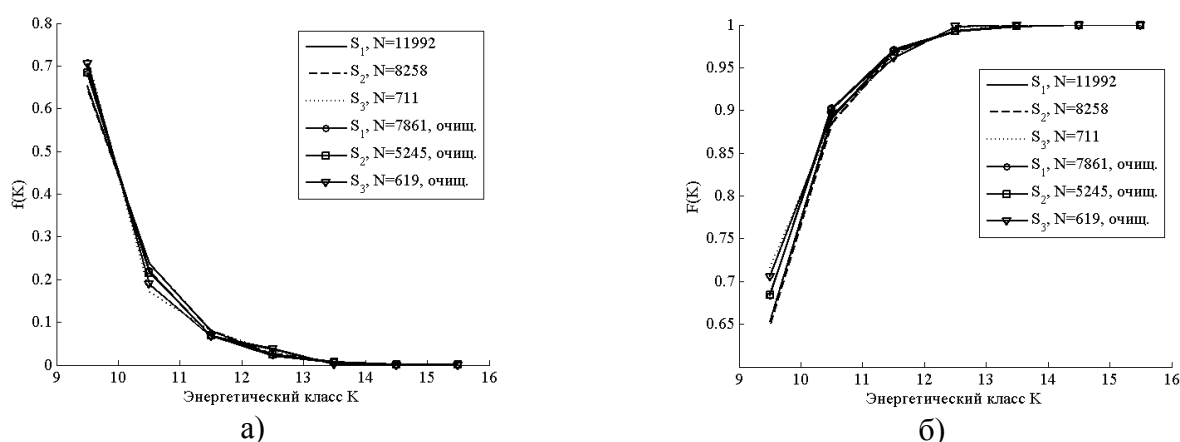


Рисунок 2.5 – Функций распределения вероятностей сейсмических событий при  $K_0 = 9.5$  для землетрясений, произошедших в областях  $S_1, S_2, S_3$  за временной интервал  $T_2$ : а) плотность распределения  $f(K)$ ; б) интегральная функция распределения  $F(K)$ .

В работе [Богданов, Павлов, 2016] на основе усреднённых распределений  $f(K)$  при  $K_0 = 9.5$  (рисунок 2.6) методом наименьших квадратов получена аналитическая зависимость  $f(K)$  (рисунок 2.7).

На интервале  $9.5 \leq K_1 < 12.5$  функция  $f(K)$  принимает вид  $\lg f(K_1) = 4.25 - 0.47K_1$  ( $\gamma_1 = -0.47$ ), а на интервале  $12.5 \leq K_2 < 15.5$  имеет вид  $\lg f(K_2) = 8.24 - 0.79K_2$  ( $\gamma_2 = -0.79$ ). Полученное значение  $\gamma_1 = -0.47$  согласуется со значением угла наклона графика повторяемости землетрясений  $\gamma = -0.47 \pm 0.2$  в диапазоне энергетического класса  $9 \leq K \leq 13$ , полученное для всего региона [Левина и др., 2013].

С уменьшением значений энергетического класса  $K$  возникают трудности с регистрацией событий, обусловленные наличием неразветвленной сети наблюдений и внешними возмущающими факторами, что приводит к пропуску произошедших землетрясений [Богданов и др., 2012]. Поэтому возникает задача о получении рекуррентного соотношения расчета числа

событий в непредставительном интервале энергетического класса на основе знания числа событий и плотности распределения в представительном классе. На основе вероятностной интерпретации закона повторяемости землетрясений в работе [Богданов и др., 2012] получено выражение, позволяющее оценить число событий  $n_{-1}$  непредставительного энергетического класса  $K_{-1}$  по числу событий соседнего представительного класса  $K_0$  ( $K_{-1} < K_0$ ):

$$n_{-1} = \frac{N_{\Sigma} \cdot P(K_0 \pm \Delta K/2)}{1 - P(K_0 \pm \Delta K/2)} \quad (2.8),$$

где  $N_{\Sigma} = \sum_{i=0}^m n_i$  – общее число зарегистрированных событий на площади  $S$  за период времени  $T$  в интервалах энергетического класса от  $K_0$  до  $K_{\max}$ ,  $m$  – количество интервалов;  $P_0(K_0 \pm \Delta K/2) = n_0(K)/N_{\Sigma}$  – вероятность попадания сейсмических событий в интервал представительного класса  $K_0 \pm \Delta K/2$ ;  $n_0(\Delta K)$  – число землетрясений, попавших в начальный представительный класс  $K_0 \pm \Delta K/2$ .

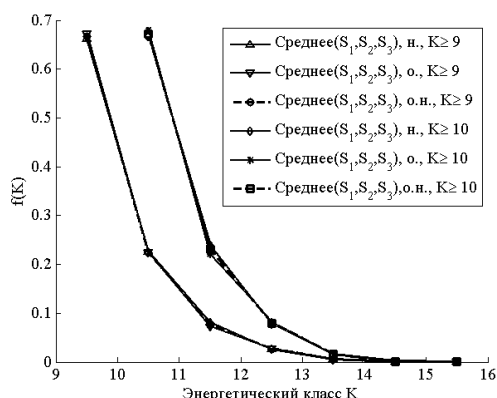


Рисунок 2.6 – Усреднённые  $f(K)$  по площадям  $S_1, S_2, S_3$  для очищенного и неочищенного от афтершоков каталогов.

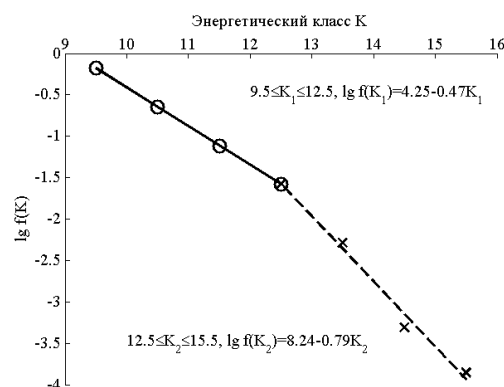


Рисунок 2.7 – Зависимость  $f(K)$  в двойном логарифмическом масштабе для  $K_0 = 9.5$ .

Таким образом, если за период времени  $T$  на площади  $S$  в начальном представительном интервале энергетического класса  $K_0 \pm \Delta K/2$  зафиксировано  $n_0$  землетрясений при общем их числе  $N_{\Sigma}$ , образующими полную группу событий с энергетическими классами, заключенными от  $K_0 \pm \Delta K/2$  до  $K_{\max} \pm \Delta K/2$ , то число событий  $n_{-1}$ , произошедших в соседнем непредставительном интервале с  $K_{-1} < K_0$ , можно определить по рекуррентному соотношению (2.8). Согласно формуле (2.8) число землетрясений, произошедших в Северной части Камчатской сейсмофокальной зоны за период 1962–2008 гг. и попавших в непредставительный интервал энергетического класса  $8.5 \pm \pm 0.5$  составляет  $n_{-1} = 21805$ . В то же время согласно каталогу

землетрясений общее число событий, зарегистрированных за период  $T = 46$  лет на рассматриваемой площади и попавших в интервал  $8.5 \pm 0.5$ , равно 16893.

### 2.3 Методика расчёта сейсмического прогностического параметра

Исследования предвестников землетрясений позволили накопить сведения о сотнях случаев аномального поведения различных геофизических полей перед сильными сейсмическими событиями. По своей физической природе, времени проявления, изменениям во времени и пространстве все предвестники группируются в несколько различных по объёму групп [Сидорин, 1992; Соболев, 1993; Зубков, 2002]. Анализ всего имеющегося объёма данных о предвестниках показывает, что в большинстве случаев имеется просто факт наблюдения конкретной аномалии геофизического поля перед конкретным сильным сейсмическим событием. При этом, как правило, отсутствуют сведения о статистических характеристиках предвестников, так как зарегистрированные аномалии не являются результатом систематических режимных наблюдений, а также не рассматриваются возможные физически обоснованные механизмы, приводящие к возникновению предвестников. Что касается области распространения предвестников, то обычно в исследованиях приводятся данные наблюдений на единичных станциях.

Для того, чтобы использовать тот или иной предвестник для прогноза, необходимо на основе априорной информации или на основе ретроспективного анализа оценить его значимость, т.е. вероятность того, что он появлялся перед сильными землетрясениями не случайно. Также необходимо разработать алгоритмы объявления тревоги, оценки вероятности ложных тревог и пропусков цели [Кейлис-Борок и др., 1980]. В этой связи следует заметить, что только небольшое число предвестников землетрясений, зарегистрированных по всему миру, удовлетворило формальным критериям, выработанным подкомиссией по прогнозу землетрясений Международной Ассоциации по сейсмологии и физике недр Земли [Wyss, 1991].

В работе [Завьялов, 2006] сформулированы следующие требования к отбору предвестников для их использования в методике среднесрочного прогноза землетрясений:

- прогностические признаки должны иметь ясный физический смысл;
- должна существовать физически обоснованная связь каждого прогностического признака с процессом подготовки землетрясений;
- наличие долговременных рядов значений прогностических признаков как во времени, так и в пространстве;
- наличие формализованной процедуры выделения аномалий прогностических признаков,

основанной на модели их поведения в период подготовки землетрясения;

- возможность получения оценок ретроспективных статистических характеристик каждого предвестника: вероятности успешных прогнозов (вероятности обнаружения), вероятности ложных тревог, прогностической эффективности (информативности) и т.п.

Вероятности  $P$  случайных событий  $A$ ,  $B$  и  $C$ , определённых на основе каталога землетрясений в разделе 2.1, могут рассматриваться в качестве прогностических признаков сильных землетрясений, так как отражают изменения сейсмического режима, происходящие перед крупными землетрясениями. В работе [Богданов, Павлов, 2017] по методике А.А. Гусева [Гусев, 1974] была произведена оценка эффективности прогностических признаков  $P(A)$ ,  $P(B)$  и  $P(C)$  для землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 14.0$ , произошедших за период 1962–2016 гг. в шести сейсмоактивных областях с размерами  $150 \times 250$  км, расположенных вдоль восточного побережья Камчатки. Одним из наиболее эффективных прогностических признаков оказалась вероятность  $P(A)$  случайного события  $A$  (попадание сейсмических событий, произошедших в некотором сейсмоактивном объёме  $V$ , в заданные области  $S_i$ ). В данной работе этот прогностический параметр был выбран за основу для методики идентификации аномалий в сейсмическом режиме, предшествующим сильным землетрясениям с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ .

Методика исследования сейсмического режима на основе параметра  $P(A)$ , состоит из следующих этапов:

1. Разбиение сейсмоактивного района на элементарные области  $S_i$ .
2. Вычисление вероятностей  $P(A)$  попадания сейсмических событий в области разбиения  $S_i$ .
3. Вычисление параметра  $\xi_P$ , определяющего статистически значимые отклонения вероятностей  $P(A)$  от долговременных (фоновых) значений.
4. Определение значений критериев для параметра  $\xi_P$ , на основе которых производится идентификация аномалий сейсмического режима.
5. Оценка прогностической эффективности параметра  $\xi_P$  для землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ .
6. Оценка периодов ожидания  $T_{ож}$  землетрясений  $K_S \geq 13.5$  при идентификации аномальных значений параметра  $\xi_P$ .

В данной работе предложена следующая схема разбиения сейсмоактивного района на элементарные области. Сейсмоактивная область, расположенная вдоль восточного побережья Камчатки, включающая в себя Южную и Северную сейсмофокальные зоны, разбивается на  $m = 12$  неперекрывающихся площадей с размерами  $S_i = 150 \times 150$  км (рисунок 2.8). Так как в качестве прогнозируемых землетрясений в данной работе рассматриваются сейсмические события с энергетическим классом  $K_S^{pp} \geq 13.5$ , следовательно согласно [Ризниченко, 1976] длина разрыва в

очагах таких землетрясений  $L \geq 11$  км. Полагая, что линейный размер области подготовки землетрясения составляет порядка 10 длин разрыва, т.е.  $\sim 110$  км, то для расчётов в качестве базового варианта можно выбрать размер пространственной ячейки равным  $150 \times 150$  км.

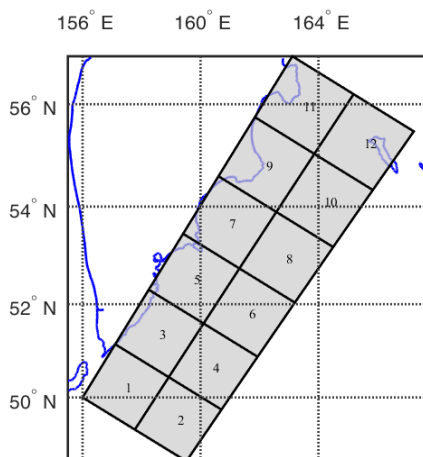


Рисунок 2.8 – Разбиение исследуемого сейсмоактивного района на элементарные ячейки.

Для каждой площади  $S_i$  ( $i = \overline{1, m}$ ) в скользящем временном окне  $\Delta T_k$ , проходящем с шагом  $\Delta t$  временной интервал  $T$ , вычисляется вероятность попадания сейсмических событий  $P_k(S_i) = \frac{n_{ik}}{N_k}$ . В этом соотношении  $n_{ik}$  – число сейсмических событий с энергетическим классом  $K_S \geq 9.0$ , произошедших в области  $S_i$  за период  $\Delta T_k$ ,  $N_k = \sum_{i=1}^m n_{ik}$  – суммарное число землетрясений с  $K_S \geq 9.0$ , произошедших на общей площади  $S_{\text{общ}} = \sum_{i=1}^m S_i$  за время  $\Delta T_k$ . Также в каждой области  $S_i$  вычисляются долговременные значения вероятностей попадания сейсмических событий  $P_T(S_i) = \frac{n_{iT}}{N_T}$ , где  $n_{iT}$  – число сейсмических событий с энергетическим классом  $K_S \geq 9.0$ , произошедших за время  $T$ ,  $N_T = \sum_{i=1}^m n_{iT}$  – суммарное число землетрясений с  $K_S \geq 9.0$ , произошедших за  $T$  на площади  $S$ . В данной работе размер временного окна и шаг его смещения установлены равным соответственно  $\Delta T_k = 1$  год и  $\Delta t = 1$  месяц, а временной интервал, на котором проводится исследование сейсмического режима, равен  $T = 01.01.1962 - 31.12.2018$  гг. На рисунке 2.9, в качестве примера, представлены значения вероятностей попадания сейсмических событий в область  $S_1$ .

Для вычисления статистически значимых отклонений текущих значений вероятностей  $P_k(S_i)$  от их долговременных (фоновых) значений  $P_T(S_i)$  был использован параметр  $\xi_P$ , определённый на основе [Завьялов, 1984] и представленный в виде:

$$\xi_P = \begin{cases} \frac{\Delta P_k - \text{sign}(\Delta P_k) \cdot |\sigma_{P_k}|}{|\sigma_{P_T}|}, & \text{если } |\Delta P_k| > |\sigma_{P_k}| \\ 0, & \text{если } 0 \leq |\Delta P_k| \leq |\sigma_{P_k}| \end{cases} \quad 2.9,$$

где  $P_k$  и  $\sigma_{P_k} = \sqrt{P_k(1-P_k)/n_k}$  текущие значения вероятности и её стандартное отклонение в скользящем временном окне  $\Delta T_k$ ;  $P_T$  и  $\sigma_{P_T} = \sqrt{P_T(1-P_T)/n_T}$  долговременные (фоновые) значения вероятности и её стандартное отклонение за временной интервал  $T > \Delta T_k$ ;  $n_i$  и  $n_T$  – число сейсмических событий, произошедших соответственно за временные периоды  $\Delta T_k$  и  $T$ ;  $\Delta P_k = P_k - P_T$  разность между текущим значением вероятности  $P_k$  и долговременным значением  $P_T$ . На рисунке 2.10, в качестве примера, представлены значения параметра  $\xi_P$ , вычисленного для области  $S_1$ . Графики значений  $P_k(S_i)$  и  $\xi_P$ , вычисленные для всех рассматриваемых областей представлены в Приложении А данной работы соответственно на рисунках А.1–А.12 и А.13–А.24.

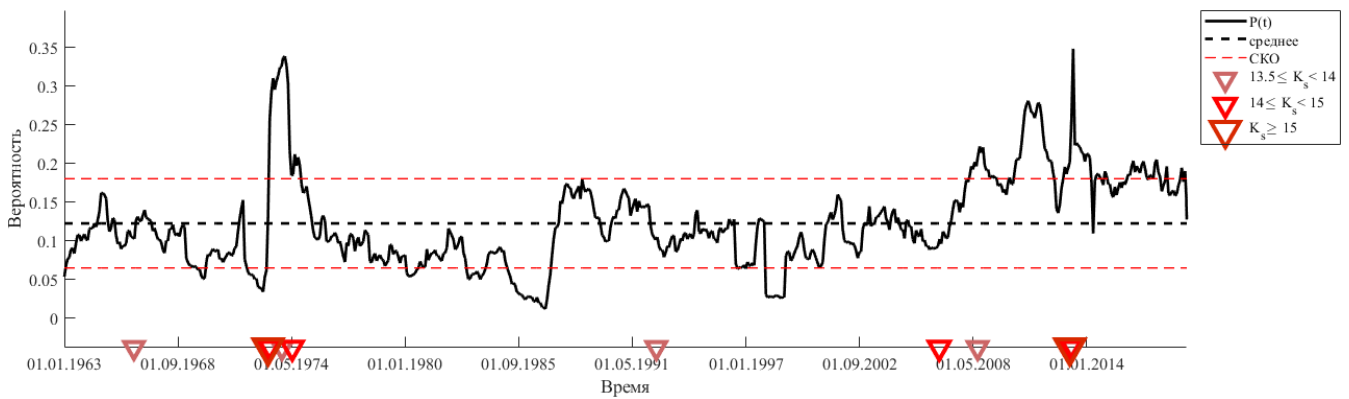


Рисунок 2.9 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_1)$ . Красными треугольниками на временной оси отмечены землетрясения с  $K_S \geq 13.5$ .

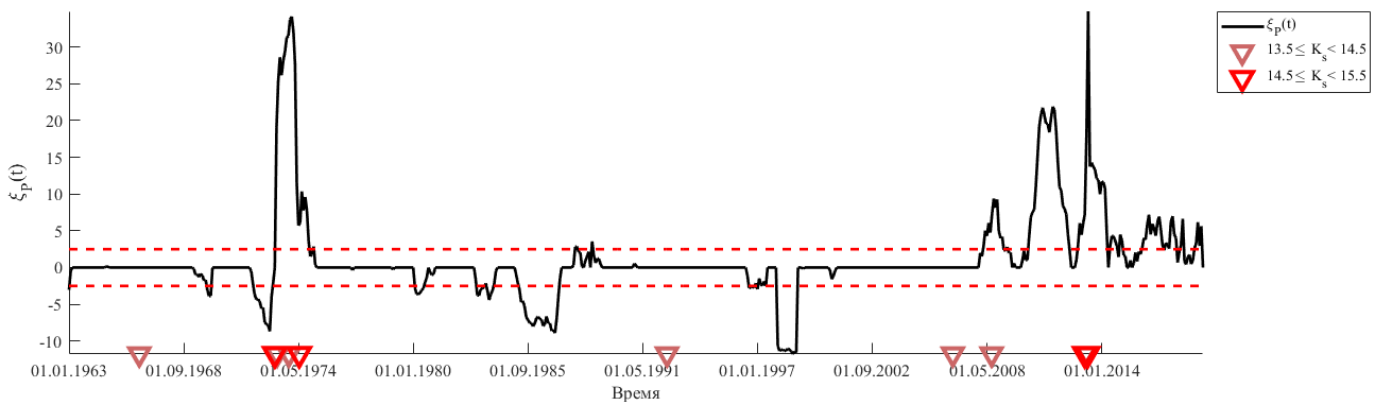


Рисунок 2.10 – Временной ряд значений параметра  $\xi_P$  для области  $S_1$ .

Для оценки прогностической эффективности параметра  $\xi_p$  использовались следующие характеристики: надежность  $R$ , достоверность  $V$ , эффективности  $J_G$  и  $J_M$ , вычисленные соответственно по методикам А.А. Гусева [Гусев, 1974] и Г.М. Молчана [Molchan, 1990].

Надежность предвестника  $R$  определяется как отношение количества землетрясений  $N_+$ , для которых был выделен предвестник, к числу всех землетрясений  $N$  [Салтыков, 2017]:

$$R = N_+/N \quad 2.10$$

Достоверность предвестника  $V$  определяется как отношение числа предвестниковых аномалий  $n(A_E)_+$  к общему числу выделенных аномалий  $n(A)$  [Салтыков, 2017]:

$$V = n(A_E)_+/n(A) \quad 2.11$$

Эффективность прогностического признака  $\xi_p$  (по отдельности для аномалий сейсмической активизации или затишья) на основе методики А.А. Гусева вычисляется по формуле [Гусев, 1974]:

$$J_G = \frac{N_+/T_{\text{тр}}}{N/T} \quad 2.12$$

где  $N_+$  – количество землетрясений, соответствующих успешному прогнозу за время  $T$  с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$ ,  $N$  – общее количество произошедших землетрясений с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$ ,  $T_{\text{тр}}$  – общее время тревоги (суммарная длительность всех промежутков времени, в которых действовал прогноз по оцениваемому методу в течение общего времени мониторинга),  $T$  – период наблюдения. В случае отсутствия связи "землетрясение-предвестник", т.е. при случайном угадывании, эффективность  $J_G$  равна 1. В таблице 2.1 представлены характеристики информативности прогностического признака в зависимости от значений параметра эффективности  $J_G$ .

Эффективность прогностического признака  $\xi_p$  (по отдельности для аномалий сейсмической активизации или затишья) на основе методики Г.М. Молчана вычисляется по формуле [Molchan, 1990]:

$$J_M = 1 - \nu - \tau, \quad 2.13$$

где  $\nu = 1 - \frac{N_+}{N}$  – доля пропусков цели,  $\tau = \frac{T_{\text{тр}}}{T}$  – мера тревоги. Для случайного прогноза  $J_M = 0$ , а для идеального (без пропуска цели и с нулевым временем тревоги) –  $J_M = 1$ . На диаграмме Молчана



диагональ  $\tau + \nu = 1$ , соединяющая точки (0; 1) (точка “оптимиста”) и (1;0) (точка “пессимиста”) соответствует “случайному” прогнозу. Для этой диагонали можно построить доверительный интервал с заданной значимостью  $\alpha$ . Если экспериментальные точки  $(\tau, \nu)$  лежат под нижней границей доверительного интервала с заданной значимостью  $\alpha$ , то это интерпретируется как высокая степень надежности выявленной связи рассматриваемого предвестника с прогнозируемыми землетрясениями.

Таблица 2.1 – Характеристики информативности прогностического признака [Завьялов, 2006]

Характеристика информативности	Эффективность $J_G$
Бесполезный (использование данного признака не приведёт к заметному улучшению прогноза)	<1.2
Не очень полезный (признак не очень информативен, но его не следует сразу отбрасывать, т.к. он окажется эффективным в сочетании с другими признаками)	$\cong 1.5$
Полезный	1.5 – 2.0
Весьма полезный	>2.7

Сильным землетрясениям могут предшествовать как периоды с усилением сейсмической активности (увеличение числа фоновых событий), так и периоды ослабления сейсмической активности (уменьшение числа фоновых событий). При идентификации периодов активизации сейсмичности за начало аномалии по параметру  $\xi_P$  принимается момент появления значений  $\xi_P \geq \xi_P^{\text{тр.1}}$ , а в случае поиска периодов сейсмических затиший начало аномалии идентифицируется по моменту появления значений  $\xi_P \leq \xi_P^{\text{тр.2}}$ , где  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$  – уровни тревоги, выбираемые экспериментально. Соответственно при  $\xi_P^{\text{тр.2}} < \xi_P < \xi_P^{\text{тр.1}}$  полагается, что текущие значения вероятностей существенно не отклоняются от фоновых значений.

Выбор значений уровней  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$  производился на основе оценки статистических характеристик  $V$ ,  $R$ ,  $J_G$  и  $J_M$ . В таблицах 2.2 и 2.3 и рисунках 2.11–2.13 представлены значения этих параметров в зависимости от уровня критериев  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$ . Критерий  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  принимал значения в диапазоне [1; 5], а  $\xi_P^{\text{тр.2}}$  – в диапазоне [-5; -1].

Таблица 2.2 – Значения  $V$ ,  $R$ ,  $J_G$  и  $J_M$  для параметра  $\xi_P$  в зависимости от значений критерия  $\xi_P^{\text{тр.1}}$

$\xi_P^{\text{тр.1}}$	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0
$V$	0.58	0.60	0.59	0.57	0.60	0.60	0.58	0.58	0.60

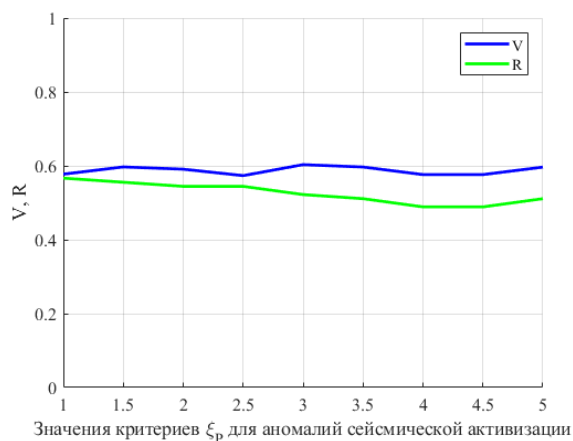
Продолжение таблицы 2.2

$R$	0.57	0.56	0.54	0.54	0.52	0.51	0.49	0.49	0.51
$J_G$	1.55	1.67	1.66	1.69	1.92	1.93	1.95	1.96	1.97
$J_M$	0.20	0.22	0.22	0.22	0.25	0.25	0.24	0.24	0.25

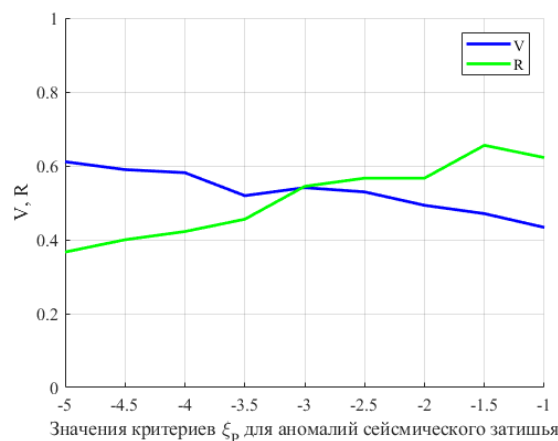
Таблица 2.3 – Значения  $V$ ,  $R$ ,  $J_G$  и  $J_M$  для параметра  $\xi_P$  в зависимости от значений критерия  $\xi_P^{\text{тр.2}}$ 

$\xi_P^{\text{тр.2}}$	-5.0	-4.5	-4.0	-3.5	-3.0	-2.5	-2.0	-1.5	-1.0
$V$	0.61	0.59	0.58	0.52	0.54	0.53	0.49	0.47	0.43
$R$	0.37	0.40	0.42	0.46	0.54	0.57	0.57	0.66	0.62
$J_G$	2.43	1.88	1.88	1.73	1.77	1.75	1.63	1.71	1.57
$J_M$	0.22	0.19	0.20	0.19	0.24	0.24	0.22	0.27	0.23

При идентификации аномалий сейсмической активизации достоверность  $V$  параметра  $\xi_P$  практически не изменяется при увеличении значений критерия и составляет  $\approx 0.59$ , но надежность  $R$  снижается с 0.57 до 0.51 (рисунок 2.11а). Параметр эффективности прогноза  $J_G$  при изменении порогового значения уровня  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  для параметра  $\xi_P$  увеличивается с 1.55 до 1.97 (рисунок 2.12а).



а)



б)

Рисунок 2.11 – Достоверность  $V$  и надежность  $R$  прогностического признака  $\xi_P$  в зависимости от: а) пороговых значений  $\xi_P^{\text{тр.1}}$ ; б) пороговых значений  $\xi_P^{\text{тр.2}}$ .

При идентификации аномалий сейсмического затишья с увеличением порогового критерия по модулю достоверность  $V$  параметра  $\xi_P$  увеличивается с 0.43 до 0.61, а надежность  $R$ , наоборот, снижается с 0.62 до 0.37 (рисунок 2.11б). Эффективность прогноза  $J_G$  с увеличением модуля задаваемого критерия также увеличивается с 1.57 до 2.43 (рисунок 2.12б).

Эффективность  $J_G$  прогностического параметра  $\xi_P$  для всех рассмотренных уровней критериев  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$  принимает значения больше 1.5 (рисунок 2.12). Следовательно, согласно характеристике информативности прогностического признака (таблица 2.1), параметр  $\xi_P$  может быть полезным при прогнозе землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  как по аномалиям сейсмической активизации, так и по аномалиям сейсмического затишья.

На диаграммах Молчана (рисунок 2.13) все экспериментальные точки  $(\tau, \nu)$  лежат ниже границы с  $\alpha=0.01$ , что можно интерпретировать как высокую степень надежности выявленной связи аномалий (превышение  $\xi_P$  для всех рассмотренных уровней критериев  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$ ) и землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ .

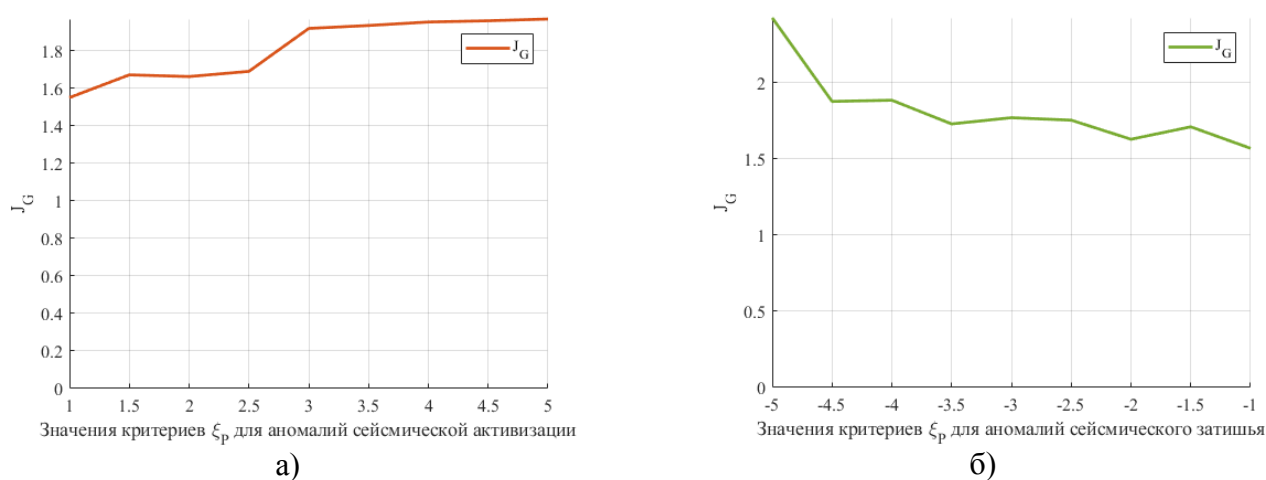


Рисунок 2.12 – Эффективность  $J_G$  прогностического признака  $\xi_P$  в зависимости от: а) пороговых значений  $\xi_P^{\text{тр.1}}$ ; б) пороговых значений  $\xi_P^{\text{тр.2}}$  ..

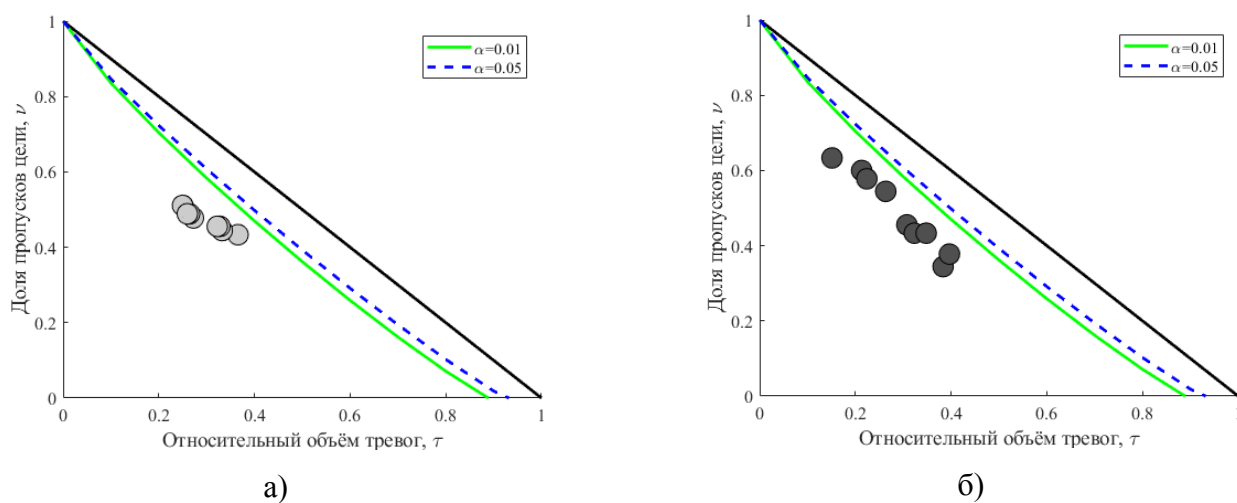


Рисунок 2.13 – Диаграммы Молчана для прогностического признака  $\xi_P$  в зависимости от: а) пороговых значений  $\xi_P^{\text{тр.1}}$ ; б) пороговых значений  $\xi_P^{\text{тр.2}}$  .

В таблице 2.4 представлены результаты расчёта статистических характеристик  $V$ ,  $R$ ,  $J_G$  и  $J_M$  прогностического признака  $\xi_P$  для различных комбинаций уровней тревоги  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$  при идентификации аномалий как сейсмической активизации, так и сейсмического затишья.

Таблица 2.4 – Значения  $V$ ,  $R$ ,  $J_G$  и  $J_M$  для параметра  $\xi_P$  в зависимости от значений комбинации критериев  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$

$\xi_P$	$\xi_P^{\text{тр.1}}$	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0
	$\xi_P^{\text{тр.2}}$	-1.0	-1.5	-2.0	-2.5	-3.0	-3.5	-4.0	-4.5	-5.0
$V$		0.38	0.41	0.42	0.42	0.43	0.43	0.45	0.45	0.46
$R$		0.83	0.84	0.80	0.80	0.73	0.69	0.66	0.66	0.63
$J_G$		1.6	1.6	1.62	1.66	1.75	1.77	1.74	1.78	2.05
$J_M$		0.31	0.32	0.31	0.32	0.31	0.30	0.28	0.29	0.32

При увеличении модуля значений рассматриваемых критериев достоверность  $V$  и эффективность прогноза  $J_G$  увеличиваются соответственно с 0.38 до 0.46 и с 1.6 до 2.05, а надежность  $R$  снижается с 0.84 до 0.63. Полученные значения  $J_G$  позволяют считать прогностический параметра  $\xi_P$  полезным при прогнозе землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  для всех рассмотренных значениях критериев  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$ . На диаграммах Молчана (рисунок 2.14) все экспериментальные точки ( $\tau$ ,  $\nu$ ) лежат ниже границы с  $\alpha=0.01$ , что можно интерпретировать как высокую степень надежности выявленной связи аномалий (превышение  $\xi_P$  для всех рассмотренных сочетаний критериев  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$ ) с землетрясениями с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ .

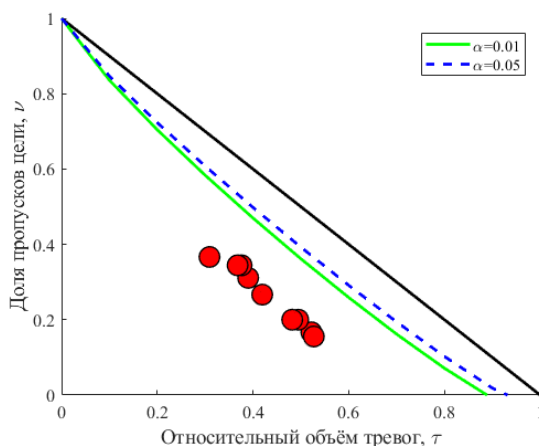


Рисунок 2.14– Диаграммы Молчана для параметра  $\xi_P$  при уровнях тревоги  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$ .

В данной работе для идентификации аномалий сейсмической активизации установлен критерий  $\xi_P^{\text{тр.1}} = 2.5$ , для идентификации аномалий сейсмического затишья  $-\xi_P^{\text{тр.2}} = -2.5$ .

Для каждой площади  $S_i$  было определено среднее время ожидания землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  при превышении значений параметра  $\xi_P$  заданных критериев  $\xi_P^{\text{тр.1}}$  и  $\xi_P^{\text{тр.2}}$ . Если в области  $S_i$  за период наблюдения  $T$  произошло  $N$  землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ , из которых  $n_a$  событиям предшествовали аномалии сейсмической активизации и время ожидания от начала  $i$ -ой аномалии до наступления землетрясения составило  $T_{aj}$  ( $j = \overline{1, n_a}$ ), то среднее время ожидания по данной аномалии составит  $\tilde{T}_a = \frac{1}{n_a} \sum_{j=1}^{n_a} T_{aj}$ . Аналогично среднее время ожидания по аномалии сейсмического затишья можно определить как  $\tilde{T}_c = \frac{1}{n_c} \sum_{l=1}^{n_c} T_{cl}$ , где  $n_c$  – число землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ , произошедших после сейсмического затишья;  $T_{cl}$  – время ожидания от начала  $l$ -ой аномалии до наступления землетрясения ( $l = \overline{1, n_c}$ ). При вычислении среднего времени ожидания ложные аномалии (не завершившиеся землетрясениями) не учитываются, а периоды ожидания от аномалий разного типа не перекрываются. Таким образом, время ожидания по аномалиям активизации и затишья с учётом среднеквадратичного отклонения можно соответственно представить в виде:  $T_a^{\text{ож}} = \tilde{T}_a \pm \sigma_{T_a}$  и  $T_c^{\text{ож}} = \tilde{T}_c \pm \sigma_{T_c}$ . Средний период ожидания землетрясения по всем идентифицированным аномалиям, как активизации, так и затишья:  $\tilde{T}_{ac} = \frac{1}{n_a + n_c} (\sum_{j=1}^{n_a} T_{aj} + \sum_{l=1}^{n_c} T_{cl})$ .

В таблице 2.5 представлены результаты оценки периодов ожидания землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , полученные при идентификации аномалий сейсмического режима с помощью параметра  $\xi_P$ .

Таблица 2.5 – Периоды ожидания землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  в областях  $S_i$  при идентификации аномальных значений параметра  $\xi_P$

Область	$\tilde{T}_a \pm \sigma_{T_a}$ , (лет)	$\tilde{T}_c \pm \sigma_{T_c}$ , (лет)	$\tilde{T}_{ac} \pm \sigma_{T_{ac}}$ , (лет)
$S_1$	1.93±2.11	4.37 ± 3.91	2.98 ± 3
$S_2$	–	–	–
$S_3$	8.87 ± 12.02	3.33 ± 1.5	5.55 ± 6.81
$S_4$	2.4 ± 3.33	–	2.4 ± 3.33
$S_5$	1.65 ± 0.6	1.42 ± 1.38	1.51 ± 1.09
$S_6$	9.89 ± 0	–	9.89 ± 0
$S_7$	2.64 ± 0	2.2 ± 1.42	2.26 ± 1.33
$S_8$	–	–	–

Продолжение таблицы 2.5

$S_9$	$1.85 \pm 2.09$	$0.99 \pm 0.36$	$1.42 \pm 1.46$
$S_{10}$	$5.02 \pm 0$	–	$5.02 \pm 0$
$S_{11}$	$2.12 \pm 2.4$	$3.43 \pm 0.22$	$2.64 \pm 1.85$
$S_{12}$	$1.61 \pm 1.63$	$2.32 \pm 0.29$	$1.85 \pm 1.32$
$S_{\text{общ}}$	$2.87 \pm 3.74$	$2.32 \pm 1.83$	$2.59 \pm 2.91$

Согласно результатам, представленным в таблице 2.5, средний период ожидания  $\tilde{T}_a$  землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  при идентификации аномалий сейсмической активизации (для заданного критерия  $\xi_P^{\text{тр.1}} = 2.5$ ) в рассматриваемых областях  $S_i$  составил от 1.61 до 9.89 лет, при этом для всего района  $S_{\text{общ}} = \sum S_i$  он составил 2.87 года. Средний период ожидания  $\tilde{T}_c$  землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  при идентификации аномалий сейсмического затишья (для заданного критерия  $\xi_P^{\text{тр.2}} = -2.5$ ) в рассматриваемых областях  $S_i$  составил от 0.99 до 4.37 года, при этом для всего района  $S_{\text{общ}}$  он составил 2.32 года. Средний период ожидания землетрясения  $\tilde{T}_{\text{ac}}$  по всем идентифицированным аномалиям, как активизации, так и затишья составил от 1.42 до 9.89 лет, при этом для всего района  $S_{\text{общ}}$  он составил 2.59 года.

Для областей  $S_2$  и  $S_8$  средние периоды ожидания  $\tilde{T}_a$ ,  $\tilde{T}_c$  и  $\tilde{T}_{\text{ac}}$  не были определены по причине того, что в этих областях не были обнаружены аномалии сейсмической активизации и затишья. Также для областей  $S_4$  и  $S_{10}$  средние периоды ожидания  $\tilde{T}_c$  не были определены по причине отсутствия в этих областях аномалий сейсмического затишья.

#### 2.4 Методика оценки области ожидания, временного периода и вероятности наступления землетрясения с энергетическим классом $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$

Пусть исследуемый сейсмоактивный район разбит на  $m$  элементарных ячеек  $S_i$ , где  $i = \overline{1, m}$ , которые образуют область  $S_{\text{общ}}$ . Областью ожидания сильного землетрясения будет считаться область  $S_{\text{ож}}$ , включающая в себя элементарные ячейки  $S_i$ , в которых были идентифицированы аномалии сейсмического режима по параметру  $\xi_P$ :  $S_{\text{ож}} = \sum_{j=1}^l S_j$ , где  $l$  – число областей, в которых идентифицированы аномальные значения параметра  $\xi_P$ .

Периодом ожидания сильного землетрясения будет считаться период  $T_{\text{ож}} = \frac{1}{l} \sum_{j=1}^l \tilde{T}_j^{\text{ож}}$ , где  $l$  – число областей, в которых идентифицированы аномальные значения параметра  $\xi_P$ ,  $\tilde{T}_j^{\text{ож}}$  – период ожидания землетрясения в ячейке  $S_j$ ,  $j = \overline{1, l}$ .

Вероятность наступления сейсмического события с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$  (где  $K_S^{\text{пп}}$  – минимальный энергетический класс прогнозируемого землетрясения) в области  $S_{\text{ож}}$ , вычислялся на основе формулы Байеса, аналогично подходу, принятому в работе [Завьялов, 2006].

Пусть событие  $D_1$  – наступление землетрясения прогнозируемого класса  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$  в области  $S_{\text{ож}}$ . Вероятность этого события определяется как  $P(D_1) = \frac{n_l}{N}$ , где  $n_l = \sum_{j=1}^l n_j$  – число землетрясений с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$ , произошедших в области  $S_{\text{ож}}$  за период наблюдения  $T_n$ ,  $N$  – число землетрясений с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$ , произошедших в области  $S_{\text{общ}}$  за период наблюдения  $T_n$ . Тогда событие  $D_2$  – отсутствие землетрясения с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$  в области  $S_{\text{ож}}$ , вероятность которого  $P(D_2) = 1 - P(D_1)$ .

Пусть событие  $E$  – появление аномальных значений параметра  $\xi_p$ . Тогда наступление события  $E$  можно представить в виде  $E = D_1E + D_2E$ .

Событие  $D_1E$  – наступление землетрясения с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$  в области  $S_{\text{ож}}$  при идентификации аномалии сейсмического режима (активизации или затишья). Вероятность данного события определяется как  $P(D_1E) = P(D_1) \cdot P(E|D_1)$ , где  $P(E|D_1) = \frac{n_{\text{пр}}}{N_{S_{\text{ож}}}}$  – вероятность наступления сейсмического события при идентификации аномалии сейсмического режима в области  $S_{\text{ож}}$ ;  $n_{\text{пр}}$  – число событий с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$ , спрогнозированных при появлении аномалии за период наблюдения  $T$ ;  $N_{S_{\text{ож}}}$  – общее число событий с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$ , произошедших в области  $S_{\text{ож}}$  за период  $T$ .

Событие  $D_2E$  – отсутствие землетрясения с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$  в области  $S_{\text{ож}}$  при идентификации аномалии сейсмического режима (активизации или затишья). Вероятность данного события определяется как  $P(D_2E) = P(D_2) \cdot P(E|D_2)$ , где  $P(E|D_2) = \frac{n_{\text{лож.тр.}}}{N_{\text{тр}}}$  – вероятность появления аномальных значений параметра  $\xi_p$  (ложные тревоги) в области  $S_{\text{ож}}$ , которые не завершились землетрясениями;  $n_{\text{лож.тр.}}$  – число ложных тревог за период наблюдения  $T$ ;  $N_{\text{тр}}$  – общее число случаев аномального поведения параметра  $\xi_p$  в области  $S_{\text{ож}}$  за период  $T$ .

Вероятность наступления сейсмического события с  $K_S \geq K_S^{\text{пп}}$  в области  $S_{\text{ож}}$  (случайное событие  $D_1$ ), при условии, что в ней идентифицирована аномалия сейсмического режима и объявлен режим тревоги (случайное событие  $E$ ), вычисляется на основе формулы Байеса:

$$P(D_1|E) = \frac{P(D_1) \cdot P(E|D_1)}{P(D_1) \cdot P(E|D_1) + P(D_2) \cdot P(E|D_2)} \quad 2.14$$

В качестве примера, на рисунке 2.15 представлены карты ожидания сейсмических событий, построенные для ряда землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , произошедших в рассматриваемом районе за период 2009–2018 гг. Цветом на карте отмечены

области, в которых были идентифицированы аномалии сейсмического режима на основе параметра  $\xi_P$  и которые образуют область ожидания  $S_{ож}$ , в которой возможно наступление сейсмического события, а также отмечен эпицентр уже произошедшего события. По формуле (2.14) была оценена вероятность  $P(D_1|E)$  наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  в области  $S_{ож}$  на начало суток, в которые оно произошло.

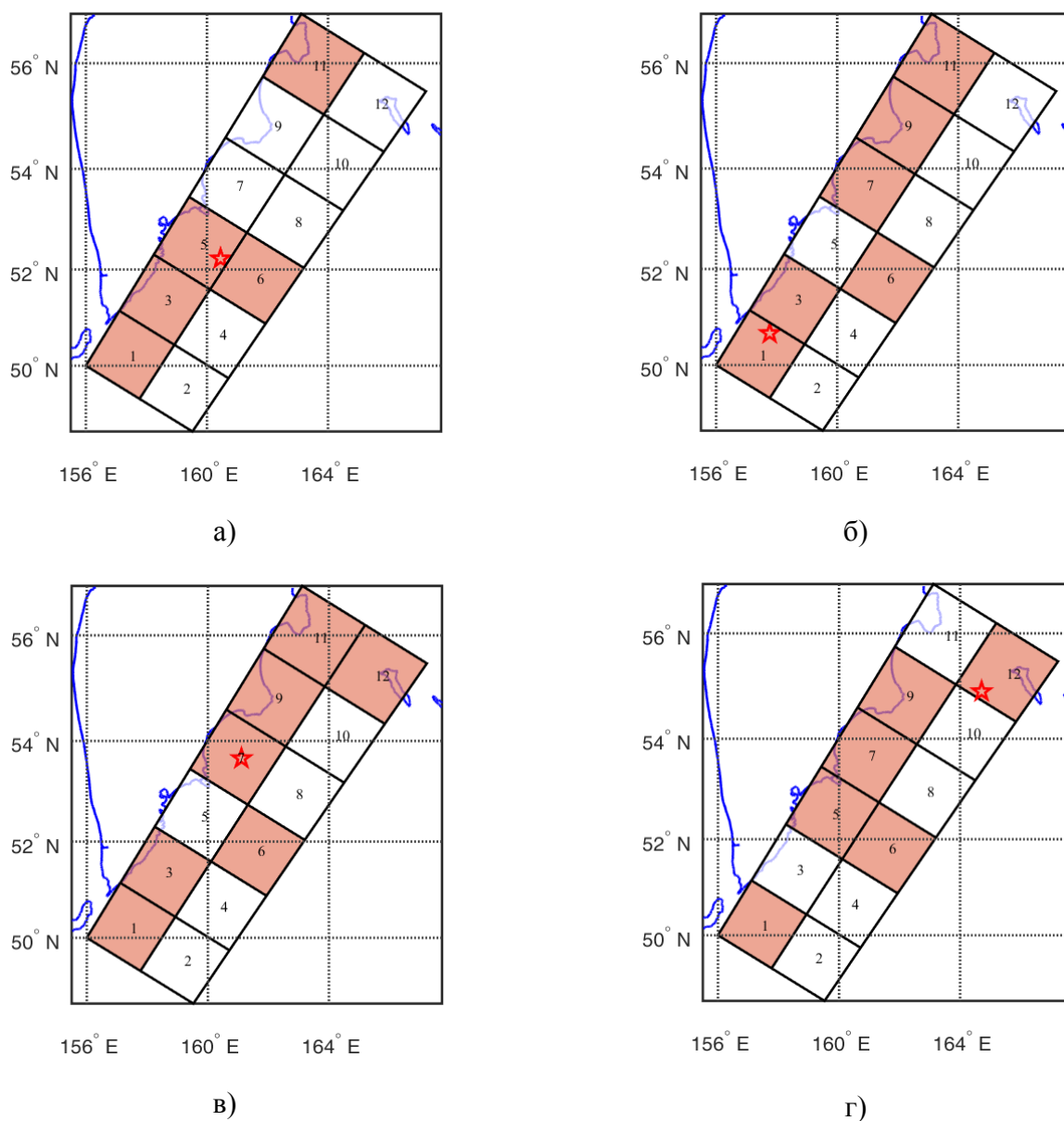


Рисунок 2.15 – Карта ожидания землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенные на даты: а) 30.07.2010 г.; б) 28.02.2013 г.; в) 14.04.2016 г.; г) 20.12.2018 г. Красными звёздочками отмечены эпицентры сейсмических событий с  $K_S \geq 13.5$ , произошедшие на даты построения карт.



На рисунке 2.15а построена область ожидания  $S_{ож}$  для землетрясения, произошедшего 30.07.2010 г. с  $K_S = 14.1$  ( $M = 6.3$ ) на глубине  $h = 38$  км, условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  в данной области составила  $P(D_1|E) = 0.65$ . На рисунке 2.15б представлена область ожидания  $S_{ож}$  для землетрясения, произошедшего 28.02.2013 г. с  $K_S = 15.2$  ( $M = 6.9$ ) на глубине  $h = 61$  км, условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  в данной области составила  $P(D_1|E) = 0.7$ . На рисунке 2.15в представлена область ожидания  $S_{ож}$  для землетрясения, произошедшего 14.04.2016 г. с  $K_S = 13.9$  ( $M = 6.2$ ) на глубине  $h = 48$  км, условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  в данной области составила  $P(D_1|E) = 0.75$ . На рисунке 2.15г представлена область ожидания  $S_{ож}$  для землетрясения, произошедшего 20.12.2018 г. с  $K_S = 16.1$  ( $M = 7.3$ ) на глубине  $h = 54$  км, условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  в данной области составила  $P(D_1|E) = 0.82$ .

На рисунке 2.16 представлен временной ряд вероятностей  $P(D_1|E)$ , вычисленных по формуле (2.14) в скользящем временном окне  $\Delta T_k = 1$  год, проходящем с шагом  $\Delta t = 1$  месяц временной интервал  $T = 2009$ –2018 гг.



Рисунок 2.16 – Временной ряд вероятностей  $P(D_1|E)$ , вычисленных в скользящем временном окне  $\Delta T_k = 1$  год, проходящем с шагом  $\Delta t = 1$  месяц временной интервал  $T = 2009$ –2018 гг. (красными треугольниками отмечены землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  и глубинами  $h \leq 100$  км, произошедшие в области  $S_{ож}$ , чёрными – за пределами области  $S_{ож}$ );

На рисунке 2.17 показано относительное число областей  $S_{ож}/S_{общ}$ , в которых были идентифицированы аномалии сейсмического режима и находившихся в режиме ожидания землетрясений. Относительное число областей, находившихся в режиме ожидания землетрясений в течение периода 2009–2018 гг. составляло от 30% до 67%.

На рисунке 2.18 представлены значения периодов ожидания  $\tilde{T}_{ож} \pm \sigma$  землетрясений  $K_S \geq 13.5$  в области ожидания  $S_{ож}$ , вычисленные на основе данных таблицы 2.5 за период 2009–2018 гг. Средние расчётные значения периодов ожидания  $\tilde{T}_{ож}$  составили от 2.3 до 5.6 лет.

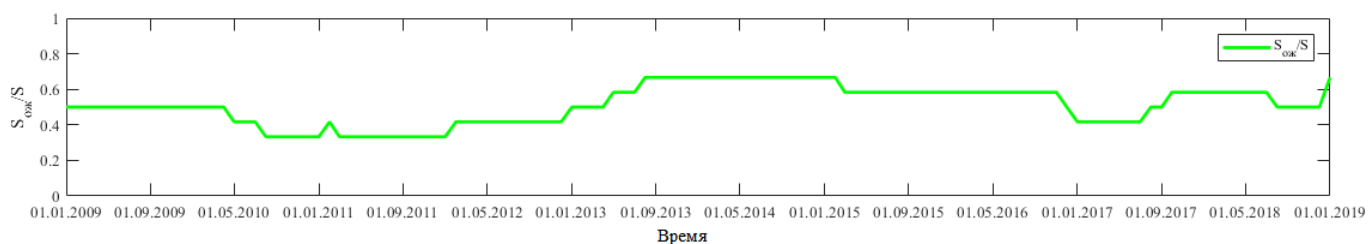


Рисунок 2.17 – Относительное число областей, находившихся в режиме ожидания землетрясений в течение временного интервала  $T = 2009\text{--}2018$  гг.

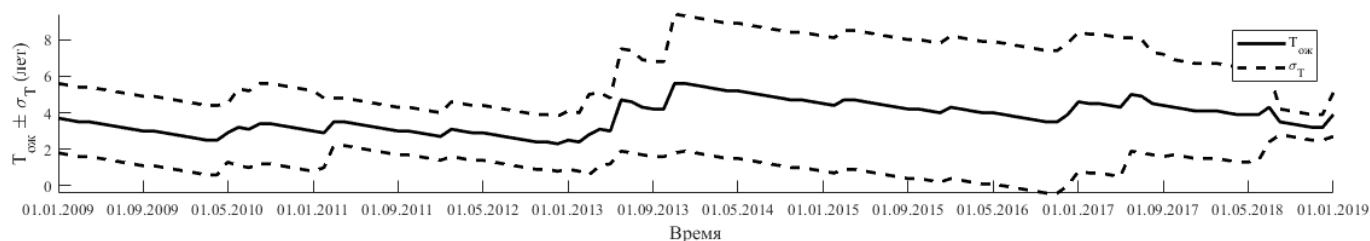


Рисунок 2.18 – Периоды ожидания  $\tilde{T}_{ож} \pm \sigma$  землетрясений  $K_S \geq 13.5$  в области ожидания  $S_{ож}$ .

За период наблюдения 2009–2018 гг. в рассматриваемом сейсмоактивном районе произошло 24 землетрясений и их групп с  $K_S \geq 13.5$  и глубинами  $h \leq 100$  км, при этом в область ожидания  $S_{ож}$ , определённой на основе параметра  $\xi_P$  попало 21 сейсмическое событие рассматриваемого диапазона энергий. Каталог рассматриваемых землетрясений представлен в таблице 2.6. Землетрясения, произошедшие в области ожидания  $S_{ож}$  отмечены знаком "+", а за пределами этой области – знаком "-". Для каждого землетрясений представлена условная вероятность  $P(D_1|E)$  его наступления, вычисленная на начало суток, в которые оно произошло (карты областей ожидания рассматриваемых сейсмических событий представлены в Приложении Б данной работы). Условная вероятность  $P(D_1|E)$  наступления землетрясений в области  $S_{ож}$  составила  $0.79 \pm 0.1$ , а для землетрясений, произошедших вне области ожидания  $S_{ож}$ , она лежит в интервале  $0.61 \pm 0.12$ .

Таблица 2.6 –Каталог рассматриваемых землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$

№	Дата ЗТ	Время ЗТ	$K_S$	$S_i$	Сейсм. предв. $\xi_P$		$T_{ож}$ (лет) при $P(D_1 E) = 0.7$
					$P(D_1 E)$	$S_{ож}$	
1	30.07.2010	03:56:10	14.1	$S_5$	0.65	+	1.58
2	20.02.2011	21:43:22	14.1	$S_{11}$	0.57	+	2.14
3	15.10.2012	01:18:58	13.5	$S_4$	0.58	-	-
4	28.02.2013	14:05:48	15.2	$S_1$	0.7	+	0.16

Продолжение таблицы 2.6

5	01.03.2013	12:53:49	14.2	$S_1$	0.71	+	0.16
	01.03.2013	13:20:48	15.1				
6	04.03.2013	20:56:33	13.6	$S_1$	0.72	+	0.17
7	09.03.2013	14:56:27	13.7	$S_1$	0.72	+	0.19
8	24.03.2013	04:18:33	13.8	$S_4$	0.51	-	-
9	19.04.2013	19:58:37	13.8	$S_1$	0.72	+	0.3
10	20.04.2013	13:12:46	14.8	$S_1$	0.73	+	0.3
11	19.05.2013	18:44:07	13.7	$S_6$	0.89	+	0.38
	19.05.2013	22:40:22	13.5	$S_5$			
12	21.05.2013	01:55:03	13.6	$S_6$	0.89	+	0.38
	21.05.2013	03:08:16	13.9	$S_5$			
	21.05.2013	05:43:16	14.4				
13	12.11.2013	07:03:48	15.3	$S_9$	0.94	+	0.86
14	19.02.2015	16:32:45	13.8	$S_5$	0.94	+	2.14
15	20.03.2016	22:50:16	14.9	$S_{10}$	0.75	-	-
16	14.04.2016	03:06:07	13.9	$S_7$	0.75	+	3.29
17	25.11.2016	07:26:21	13.5	$S_7$	0.75	+	3.9
18	22.12.2017	14:44:16	14.2	$S_7$	0.76	+	0.23
19	25.01.2018	02:10:30	14.0	$S_{12}$	0.76	+	0.32
20	23.05.2018	01:37:44	14.2	$S_9$	0.77	+	0.64
21	06.07.2018	01:40:03	14.9	$S_3$	0.88	+	0.76
22	14.11.2018	21:21:49	15.0	$S_9$	0.81	+	1.12
23	20.12.2018	17:01:53	16.1	$S_{12}$	0.82	+	1.22
24	24.12.2018	12:41:18	14.6	$S_{12}$	0.82	+	1.23

Эффективность прогноза землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  при выборе в качестве уровня тревоги значений условной вероятности  $P(D_1|E) = 0.5$ ,  $P(D_1|E) = 0.7$  и  $P(D_1|E) = 0.9$  представлена в таблице 2.7 и на диаграммах ошибок (рисунок 2.19).

Таблица 2.7 – Эффективность прогноза наступления землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  для различных уровней условной вероятности  $P(D_1|E)$

Уровни условной вероятности $P(D_1 E)$	$V$	$R$	$J_G$	$J_M$
$P(D_1 E) = 0.5$	1	0.46	1.47	0.16

Продолжение таблицы 2.7

$P(D_1 E) = 0.7$	1	0.75	1.77	0.33
$P(D_1 E) = 0.9$	1	0.17	0.5	-0.17

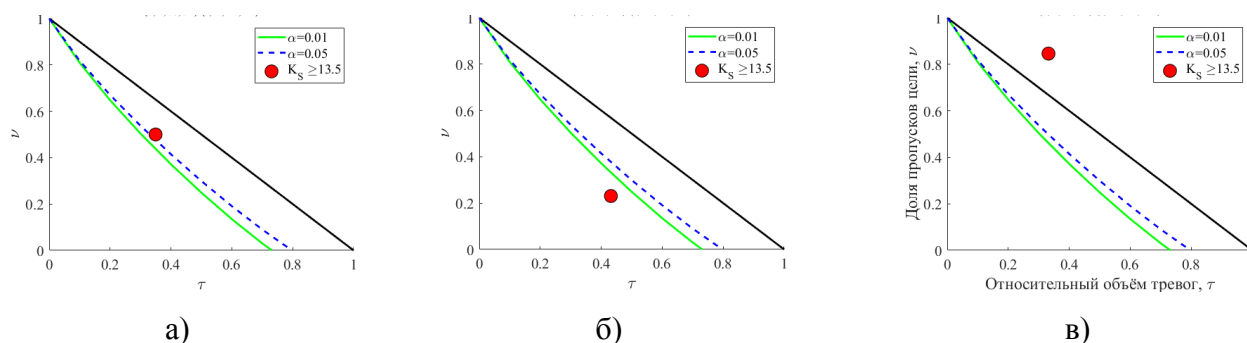


Рисунок 2.19 – Диаграммы ошибок при прогнозировании землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  для различных уровней условной вероятности  $P(D_1|E)$ : а)  $P(D_1|E) = 0.5$ ; б)  $P(D_1|E) = 0.7$ ; в)  $P(D_1|E) = 0.9$ .

Из всех рассмотренных уровней условной вероятности  $P(D_1|E)$ , наилучшие показатели эффективности достигаются при значении  $P(D_1|E) = 0.7$ . На диаграмме ошибок (рисунок 2.19б) точка прогноза  $(\tau, \nu)$  расположена ниже границы с  $\alpha=0.01$ , что указывает на высокую степень надежности выявленной связи рассматриваемого предвестника с землетрясениями с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ . Время ожидания землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  при условной вероятности  $P(D_1|E) = 0.7$  лежит в интервале от 0.16 до 3.29 лет (таблица 2.6).

Так как сейсмологический параметр  $\xi_P$  является среднесрочным предвестником, для уточнения периода наступления прогнозируемого землетрясения были привлечены краткосрочные ионосферные предвестники с периодом ожидания землетрясения до нескольких суток. Методика на основе совместного анализа сейсмического параметра  $\xi_P$  и комплекса ионосферных предвестников для оценки области и временного периода наступления землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  представлена в Главе 3 данной работы.

## Выводы по главе 2

1. Представлена общая схема расчёта распределений вероятностей сейсмических событий на основе вероятностной модели сейсмического режима. Приведены примеры распределений вероятностей землетрясений для заданных случайных событий. Рассмотрена вероятностная интерпретация закона повторяемости землетрясений.

2. На основе пространственно-временного распределения вероятностей  $P(A)$  случайного события  $A$  "попадание эпицентров землетрясений в заданные интервалы координат  $\Delta\varphi$  и  $\Delta\lambda$ " получен сейсмический прогностический признак  $\xi_P$ , определяющий статистически значимые отклонения текущих значений вероятностей  $P(A)$  от их долговременных (фоновых) значений.
3. Анализ параметра  $\xi_P$  в 12 областях с размерами  $150 \times 150$  км за период 1962–2018 гг. показал, что относительное число сейсмических активизаций и затиший, предшествовавших наступлению землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ , составило 42%, при этом выделенные аномалии сейсмического режима предшествовали 80% землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ . Период ожидания землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  при идентификации по параметру  $\xi_P$  аномалий сейсмических активизаций ( $\xi_P \geq 2.5$ ) и затиший ( $\xi_P \leq -2.5$ ) для всего рассматриваемого сейсмоактивного района составил  $2.59 \pm 2.91$  лет. Эффективность прогноза  $J_G=1.66$  и  $J_M=0.32$  позволяет считать данный прогностический признак информативным и использовать в алгоритмах прогноза землетрясений.
4. Представлена методика оценки области ожидания  $S_{ож}$  и периодов ожидания  $T_{ож}$ , а также условной вероятности  $P(D_1|E)$  наступления землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ , основанная на анализе аномальных значений параметра  $\xi_P$  и Байесовского подхода. Ретроспективный анализ на основе данной методики 24 землетрясений и их групп с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  и глубинами  $h \leq 100$  км, произошедших за период 2009–2018 гг. в рассматриваемом сейсмоактивном районе, показал, что 87.5% сейсмических событий произошло в области  $S_{ож}$ , при этом вероятность  $P(D_1|E)$  наступления землетрясений в области  $S_{ож}$  составила  $0.79 \pm 0.1$ . Эффективность данной методики при значении условной вероятности  $P(D_1|E) = 0.7$  для землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  составила  $J_G=1.77$  и  $J_M=0.33$ .

### **ГЛАВА 3. ОЦЕНКА ОБЛАСТИ И ВРЕМЕННОГО ПЕРИОДА ОЖИДАНИЯ СИЛЬНЫХ КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ОСНОВЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО И ИОНОСФЕРНЫХ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ**

В Главе 3 представлен анализ аномального поведения ионосферных параметров накануне землетрясений в Камчатском регионе. Произведена оценка их прогностической эффективности и определено их наиболее информативное сочетание. Проведён совместный анализ сейсмического параметра  $\xi_p$ , представленного в Главе 2, и комплекса наиболее информативных ионосферных предвестников.

#### **3.1 Ионосферные предвестники землетрясений Камчатского региона**

Современными исследованиями установлено, что земная кора оказывает влияние на физические процессы, протекающие в верхних геосферных оболочках. Следовательно, в сейсмоактивных регионах любые аномальные изменения в поведении параметров ионосферы, которые формируются на фоне регулярного суточного изменения характеристик ионосферы, обусловленного влиянием Солнца, могут дать информацию о процессах подготовки землетрясений. В свою очередь, каждый сейсмоактивный регион характеризуется своими, наиболее информативными особенностями (аномалиями) в поведении параметров ионосферы, которые могут быть отождествлены с предвестниками землетрясений [Богданов, Павлов, 2018].

Эпизодические наблюдения за аномальным поведением параметров ионосферы в Камчатском регионе накануне землетрясений с целью обнаружения влияния литосферных процессов на вышележащие геосферы средствами вертикального зондирования начались еще в 70-тые годы прошлого века. Регулярные и целенаправленные наблюдения за аномальным поведением ионосферных параметров начались в ИКИР ДВО РАН с 1998 г. Исследования аномалий в ионосферных параметрах выполнялись средствами вертикального радиозондирования. Автоматическая ионосферная станция (АИС) расположена в с. Паратунка ( $\varphi = 52.97^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 158.24^\circ$  в.д.). Наблюдения проводятся один раз в 15 минут в импульсном режиме на частотах от 1 до 15 МГц.

В работе [О влиянии солнечной ..., 2004] отмечено, что на фоне развития магнитной бури накануне наступления сейсмических событий регистрируется превышение значений критической

частоты foF2 медианных значений более чем на 20%. Такой эффект был зарегистрирован в осенний период перед землетрясениями 18.09.1999 г. ( $\varphi = 50.99^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 157.84^\circ$  в.д.,  $h = 40$  км,  $K_S = 13.8$ ,  $M = 6.2$ ) и 16.10.1999 г. ( $\varphi = 50.99^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 157.84^\circ$  в.д.,  $h = 40$  км,  $K_S = 11.0$ ,  $M = 4.8$ ). Такое anomальное поведение параметров ионосферы на Камчатке было зафиксировано впервые. При обычном развитии магнитосферной бури в ионосфере за счет наведенного вихревого электрического поля возникает дрейф, который приводит к смещению электронов на большие высоты и к уменьшению их концентрации. Одновременно с этим было зарегистрировано смещение максимума критической частоты foF2 регулярного слоя F2 на утренние часы относительно полуночи (UT) за 3–5 суток до сейсмического события (этот эффект был известен ранее [Ли Х и др., 1984]).

В работе [Суточная зависимость..., 2007] было представлено исследование мелкомасштабной турбулизации в Es слое (коэффициент полупрозрачности Es-слоя) и крупномасштабной турбулизации (Es-spread) накануне Камчатских землетрясений с  $M > 4.0$ , произошедших на глубинах  $h < 40$  км и на расстояниях  $R - R_{\text{Добр}} < 100$  км, где  $R_{\text{Добр}} \sim e^M$  – радиус области подготовки землетрясения с магнитудой  $M$ . Установлено, что за 1-3 суток перед землетрясениями с 22 до 24 часов LT имелся отчетливый максимум числа наблюдений Es-spread. Также за 1-3 суток перед землетрясениями с  $M > 5.0$  обнаружено увеличение коэффициента полупрозрачности Es слоя в часы восхода и заката Солнца. Авторы предполагают, что причиной увеличения Es-рассеяния и коэффициента полупрозрачности перед землетрясениями являются увеличение активности акустических импульсов с частотами меньшими или порядка 0.05 Гц, которые распространяются от области подготовки землетрясений вверх и доходят до ионосферных высот.

В работах [Статистический анализ возмущений..., 2007, Liperovskaya et al., 2009] проведен статистический анализ критической частоты foF2, усредненной по полуденным часам с 11 до 17 LT, для Японии и Камчатки с целью исследования ионосферных эффектов сильных землетрясений с магнитудами  $M > 5.0$ , произошедших на расстоянии  $R < 500$  км от станций вертикального зондирования на глубине  $h < 70$  км. Получено, что за 3-6 суток до землетрясений с  $M > 5.5$  в среднем наблюдалось заметное увеличение foF2, а затем имелась тенденция к уменьшению этого параметра к моменту землетрясения. Для землетрясений с магнитудами  $5.0 < M \leq 5.5$  также наблюдалось сначала увеличение foF2, а затем уменьшение к моменту землетрясения, но характерные времена увеличения foF2 оказались меньше.

В работе [Экспериментальное подтверждение взаимосвязи..., 2009] исследовались отклонения текущих значений величин  $h'Es$ ,  $fbEs$ ,  $foEs$ ,  $foF2$  от фоновых, а также вертикальный градиент электрического потенциала в приземной атмосфере в период подготовки коровых

землетрясений с  $M = 5.0 \div 6.2$  в Камчатском регионе. Обнаружено появление аномально высокого  $E_s$ , сопровождаемое увеличением частотных параметров спорадического слоя и регулярного слоя F2, в те дни, когда отмечались возможные предвестники землетрясений в атмосферных электрических полях. Выделены две группы предполагаемых предвестников землетрясений в ионосфере с различным временем упреждения момента землетрясения ( $\Delta T$ ) – от нескольких часов до двух недель, соответствующих, возможно, различным фазам подготовки землетрясения. В работе были получены эмпирические зависимости, связывающие время от момента появления соответствующей аномалии в ионосфере или в приземном атмосферном электрическом поле до наступления сейсмического события и эпицентральное расстояние до точки наблюдения с магнитудой землетрясения. Эти зависимости оказались близкими для выделенных аномалий в ионосфере и приземных электрических полях, что свидетельствует в пользу их взаимосвязи в процессе литосферно-ионосферного взаимодействия во время подготовки землетрясения.

В работе [Корсунова, Хегай, 2013] была проведена оценка эффективности методики выделения ионосферного предвестника землетрясений, основанной на анализе отклонений действующей высоты спорадического слоя E, предельной частоты отражений от  $E_s$  и критической частоты регулярного слоя F2. Анализ проводился для Камчатского региона для летних месяцев 1998–2002 гг. Для нахождения предполагаемых ионосферных предвестников выполнялись следующие процедуры: вычислялись отклонения текущих значений действующих высот  $E_s$  ( $\Delta hE_s$ ), предельных частот отражений от  $E_s$  ( $\Delta fbE_s$ ) и критических частот слоя F2 ( $\Delta foF2$ ) от средних значений этих параметров по геомагнитно-спокойным дням ( $A_p \leq 10-15$  нТл); определялись дни, когда отклонения во всех трёх параметрах удовлетворяли условиям  $\Delta hE_s \geq 10$  км,  $\Delta fbE_s / (fbE_s)_{cp} \geq 20\%$  и  $\Delta foF2 / (foF2)_{cp} \geq 10\%$  в течение времени  $t = 1 \div 3$  часа.

В 38 случаях для отобранных месяцев были обнаружены аномалии в слоях  $E_s$  и F2, в 29 случаях за этими аномалиями с различным временем запаздывания последовали землетрясения с магнитудами  $M = 4.6 \div 6.0$ , произошедших на эпицентральных расстояниях  $100 \div 400$  км от пункта ионосферных наблюдений. За рассмотренный период (323 дня) произошло 34 землетрясения с указанными магнитудами, при этом в 9 случаях в спокойных геомагнитных условиях наблюдались аномалии в  $E_s$ , за которыми не последовали землетрясения в указанном диапазоне магнитуд.

Для определения эффективности методики использовалась оценка Хансена-Койпера. Полученная оценка эффективности составила  $R_{score} = 0.82$ . Это показывает, что данная методика выделения ионосферного предвестника по одновременным измерениям нескольких ионосферных слоёв  $E_s$  и F2 достаточно эффективна.



В работах [Аномальное поведение ...; Anomalous behavior of..., 2017; Богданов, Павлов, 2018] представлены результаты исследований ионосферных возмущений, которые предшествовали сильным землетрясениям, произошедшим в Камчатском регионе в 2013 году. Исследования выполнялись средствами вертикального радиозондирования и автоматизированной системой спутниковой радиотомографии.

Работы по радиотомографическому зондированию ионосферы проводились в ИКИР ДВО РАН с сентября 2011 по август 2014 гг. над территорией п-ова Камчатка с помощью лучевой радиотомографии [Андреева и др., 1992; Современные подходы ..., 2006]. Приемные станции (разработка ОАО "Российские космические системы") были расположены в селах Паратунка, Мильково и Эссо в субмеридиональном направлении (158°31' в.д.) (рисунок 3.1). В качестве источников когерентного сигнала применялись низкоорбитальные навигационные космические аппараты (ННКА) типа "Космос" с высотой пролёта ~1000 км, что позволяло восстановить вертикальное распределение электронной концентрации вдоль трассы пролета спутника с хорошим разрешением (25 км по высоте и 50 км по широте). На земле по приведенным фазам сигналов с частотами 150 и 400 МГц рассчитывалось электронное содержание на пути распространения навигационного сигнала. За время пролета спутника над развернутой системой наземных станций проводилась серия измерений, при этом для каждой станции приема

навигационного сигнала определялось 
$$ПЭС = \int_p N_e ds$$
 на элементе пути распространения  $ds$ , где  $ПЭС$  – полное электронное содержание вдоль пути распространения сигнала между источником и приемником  $p$ ,  $N_e$  – электронное содержание. После этого проводилась реконструкция томографического разреза ионосферы, путем решения обратной задачи [Андреева и др., 1992; Современные подходы ..., 2006].

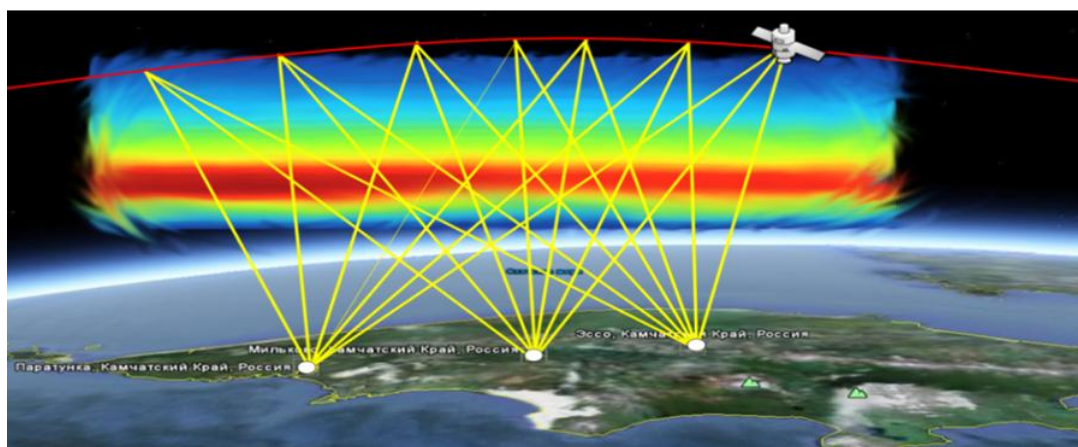


Рисунок 3.1– Схема расположения станций приема и распространения зондирующего сигнала с ННКА.

В конце февраля - начале марта и в мае 2013 г.в Южном сегменте сейсмофокальной зоны Камчатки произошла серия крупных сейсмических событий с  $M \geq 6.5$ .

Согласно данным вертикального радиозондирования ионосферы 24, 25 и 27 февраля 2013 г. наблюдалось образование спорадического слоя Es типа г. А 26.02.2013 г. на фоне спокойной магнитосферы ( $\Sigma K = 11$ ) наблюдалось расслоение F2 по частоте и высоте (режимы Н и V). Также 27.02.2013 г. наблюдались расслоение слоя F2 по частоте и высоте (режим Н) и турбулизация слоя F2 (F-spread) (рисунок 3.2а).

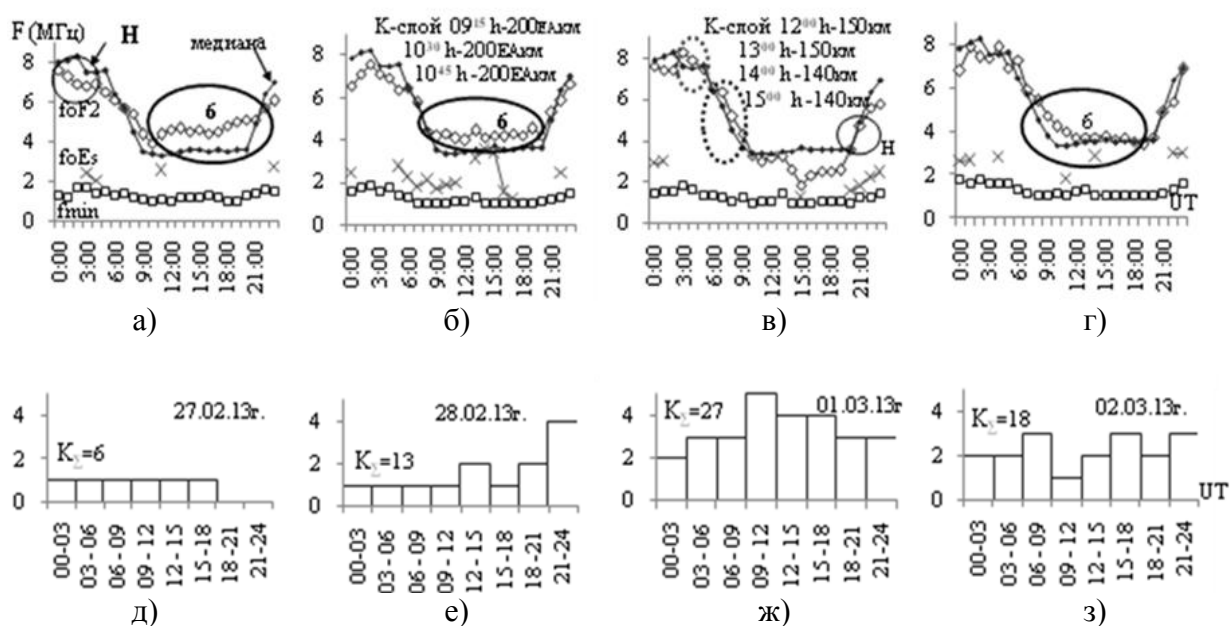


Рисунок 3.2 – Значения критических частот foF2 ( $\diamond$ ) и foEs ( $\times$ ), минимальных частот  $f_{\min}$  ( $\square$ ) в течение суток :а) 27.02.2013 г.; б) 28.02.2013 г.; в) 01.03.2013 г.; г) 02.03.2013 г. Значения трёхчасовых индексов геомагнитной активности K в течение суток: д) 27.02.2013 г.; е) 28.02.2013 г.; ж) 01.03.2013 г.; з) 02.03.2013 г.

Динамика турбулизации слоя F2 представлена на томограммах (рисунок 3.3). На рисунке 3.3а видно, что 27.02.2013 г. в 08:00 UT максимум распределения электронов слоя F2 приходился на 300 км с небольшими локальными образованиями, наблюдаемыми чуть южнее и севернее с. Паратунка. Но уже при следующем пролете спутника в 11:24 UT фиксируется турбулизация слоя F2 (рисунок 3.3б) с увеличением высоты его максимума до  $\sim 350$  км. Причем геомагнитная активность 27 февраля (рисунок 3.2д) характеризовалась низким уровнем ( $\Sigma K = 6$ ) и не могла явиться причиной формирования F-spread.

На высоте 200 км 28.02.2013 г. с 09:15 до 10:15 UT регистрируется корпускулярный слой K, обусловленный высыпанием заряженных частиц. При этом, в спокойных геомагнитных условиях (в это время 3-х часовой индекс геомагнитной активности был равен  $K = 1$ ),

наблюдается турбулизация слоя F2. На томограммах во время пролета в 05:03 UT диффузия отсутствовала, но была зарегистрирована при пролетах в 08:26 UT и 11:28 UT.

В 14:05 (UT) 28.02.2013 г. произошло землетрясение с координатами  $\varphi = 50.67^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 157.77^\circ$  в.д., глубиной  $h = 61$  км и энергетическим классом  $K_S = 15.2$  ( $M = 6.9$ ).

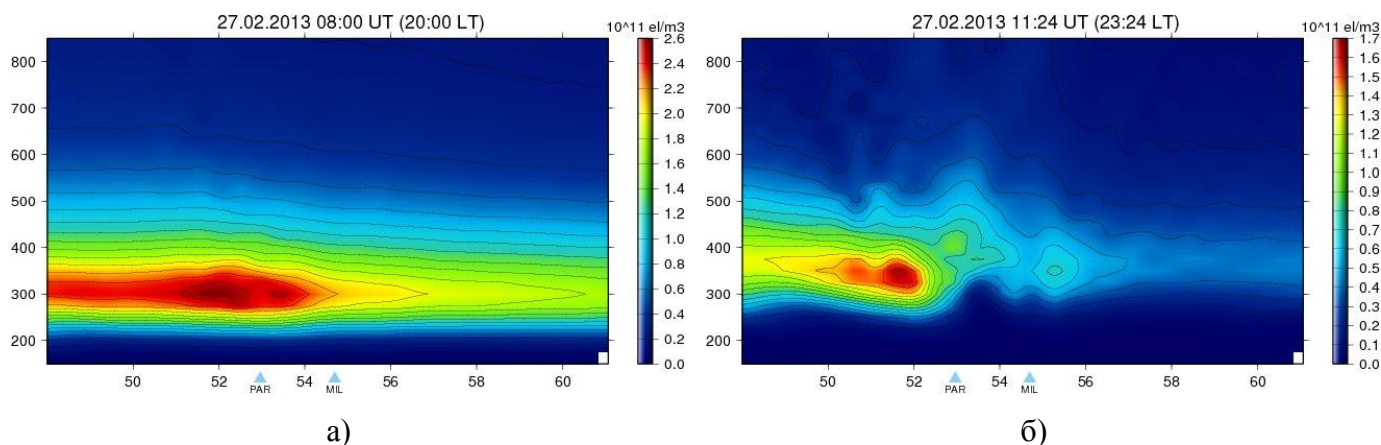


Рисунок 3.3 – Томограммы распределения электронов по высоте (вертикальная ось в км) и широте (горизонтальная ось в градусах) за 27.02.2013 г.: а) при пролёте спутника в 08:00 UT; б) при пролёте спутника в 11:24 UT. Треугольниками отмечены широты приемных станций в с. Паратунка (Par) и с. Мильково (Mil). Справа от рисунков представлена цветовая шкала распределения электронов с численным множителем  $10^{11}$  ( $eV/m^3$ ).

Как видно из рисунка 3.2ж, 01.03.2013 г. была зарегистрирована сильная магнитная буря с суточным значением индекса геомагнитной активности  $\Sigma K = 27$ . Кроме того, с 12:15 до 13:30 UT было зафиксировано образование корпускулярного слоя, обусловленного высыпанием заряженных частиц из радиационных поясов. С 14:15 до 15:00 UT наблюдалось формирование спорадического слоя Es типа г. С 04:00 до 06:00 UT и с 07:00 до 10:00 UT было зарегистрировано anomalous exceeding значений критической частоты по сравнению с медианными значениями, рассчитанными за последние 30 дней (на рисунке 3.2в выделены двумя пунктирными овалами).

Два землетрясения с магнитудами  $M = 6.4$  ( $\varphi = 50.63^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 157.94^\circ$  в.д.,  $h = 52$  км,  $K_S = 14.2$ ) и  $M = 6.8$  ( $\varphi = 50.64^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 157.90^\circ$  в.д.,  $h = 62$  км,  $K_S = 15.1$ ) произошли 01.03.2013 г. соответственно в 12:53 UT и 13:20 UT.

Согласно магнитным данным за 02.03.2013 г. состояние магнитного поля определялось умеренной возмущенностью с  $\Sigma K = 18$  (рисунок 3.2з), период времени с 07:45 до 21:00 UT (рисунок 3.2г) характеризовался режимом «F» (F-spread). Это соответствует обычному поведению параметров ионосферы, которое сопутствует развитию магнитной бури без anomalous exceeding поведения ионосферы.

В Камчатском регионе 21.05.2013 г. произошла серия землетрясений с магнитудами  $M = 6.1$  (время 01:55 UT,  $\varphi = 52.22^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 160.89^\circ$  в.д.,  $h = 59$  км,  $K_S = 13.6$ ),  $M = 6.2$  (время 03:08 UT,  $\varphi = 52.18^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 160.63^\circ$  в.д.,  $h = 43$  км,  $K_S = 13.9$ ) и  $M = 6.5$  (время 05:43 UT,  $\varphi = 52.05^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 160.49^\circ$  в.д.,  $h = 48$  км,  $K_S = 14.4$ ).

За несколько суток до наступления этих землетрясений 17, 19 и 20 мая регистрируется спорадический слой Es типа г, 19 мая с 11:45 до 12:45 UT на высоте 170 км регистрируется корпускулярный слой K, обусловленный высыпанием частиц, а также в 21:30 UT наблюдается расслоение F2 (режим V). На фоне спокойной магнитосферы ( $\sum K = 8$ ) 21 мая с 11:00 и до 21:00 UT наблюдается турбулизация слоя F2 и с 10:45 до 11:45 UT регистрируется спорадический слой Es типа г. На томограммах за 21 мая (рисунок 3.4) турбулизация слоя F2 просматривается при пролете спутника в 11:28 UT, максимум распределения электронов слоя F2 приходится на 330 км с локальными образованиями повышенной концентрации электронов южнее с. Паратунка и севернее с. Мильково.

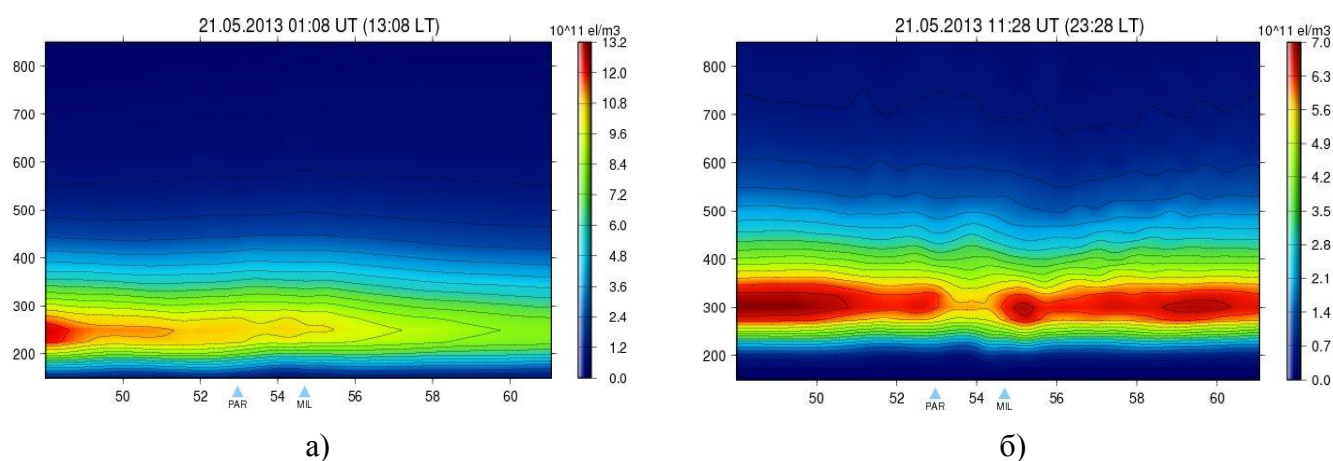


Рисунок 3.4 – Томограммы распределения электронов по высоте (вертикальная ось в км) и широте (горизонтальная ось в градусах) за 21.05.2013 г.: а) при пролёте спутника в 01:08 UT; б) при пролёте спутника в 11:28 UT. Треугольниками отмечены широты приемных станций в с. Паратунка (Par) и с. Мильково (Mil). Справа от рисунков представлена цветовая шкала распределения электронов с численным множителем  $10^{11}$  (eV/m<sup>3</sup>).

Спорадический слой Es типа г наблюдался 22 мая 2013 г. с 13:30 до 14:25 UT, а также с 13:00 до 23:15 UT была зарегистрирована турбулизация слоя F2 (F-spread), состояние магнитного поля было умеренно-возмущенным ( $\sum K = 19$ ), а 23 мая на фоне спокойной магнитосферы ( $\sum K = 14$ ) с 15:45 до 16:00 UT на высоте 120 км был зарегистрирован K-слой, в 18:45 UT наблюдалось расслоение F2 по частоте и высоте (режим H). Магнитная буря была зарегистрирована 24 мая с суточным значением индекса геомагнитной активности  $\sum K = 23$ , с

05:30 до 14:30 UT было зарегистрировано аномальное превышение значений критической частоты по сравнению с медианными значениями, рассчитанными за последние 30 дней. Также 24 мая с 12:45 до 13:45 UT был зафиксирован корпускулярный слой на высоте 145 км, обусловленный высыпанием заряженных частиц из радиационных поясов.

В Охотском море 24.05.2013 г. произошли землетрясения с магнитудами  $M = 7.8$  (время 05:44 UT,  $\varphi = 54.75^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 153.79^\circ$  в.д.,  $h = 630$  км,  $K_S = 17.0$ ) и  $M = 6.8$  (время 14:56 UT,  $\varphi = 52.11^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 151.80^\circ$  в.д.,  $h = 642$  км,  $K_S = 15.0$ ).

Проведённые в Камчатском регионе исследования динамики ионосферных параметров накануне землетрясений позволяют выделить ряд аномалий в поведении параметров ионосферы, которые могут быть отождествлены с предвестниками землетрясений и к которым можно отнести следующие [Богданов, Павлов, 2018]:

- 1) высыпание от нескольких часов до нескольких суток до землетрясения заряженных частиц из радиационных поясов в ионосферу (образование К-слоя);
- 2) формирование за 1-5 суток до землетрясения диффузионного спорадического слоя Es (Es-spread) и спорадического слоя Es типа r;
- 3) за 1-5 суток на фоне развития магнитной бури (в осенние и весенние периоды) аномальное повышение критической частоты foF2 (рост концентрации электронов), превышающее медианные значения (при обычном развитии магнитосферной бури в ионосфере за счет вихревого электрического поля возникает дрейф, который приводит к смещению электронов на большие высоты и к уменьшению их концентрации).
- 4) формирование за 1-3 суток на фоне спокойной магнитосферы диффузионного слоя F2 (F2-spread) длительностью в несколько часов;
- 5) за 1-3 суток расслоение слоя F2 по частоте и высоте (режимы Н и V), так называемые перемещающиеся ионосферные возмущения.

### **3.2 Оценка прогностической эффективности ионосферных параметров**

В работах [Bogdanov, Pavlov, 2017; Bogdanov, Pavlov, 2018; Bogdanov, Pavlov, 2019] исследовалась прогностическая эффективность ионосферных параметров Камчатского региона. Оценка эффективности проводилась как для отдельных параметров, так и для их сочетаний. Было получено, что прогноз землетрясений с  $M \geq 6.0$  статистически значимо отличается от случайного угадывания при использовании комплекса следующих ионосферных параметров: К-слой, Es типа

г, критическая частота foF2 в периоды повышенной геомагнитной активности и расслоение F2 (режим V).

С целью отбора наиболее информативных ионосферных предвестников были вычислены следующие параметры: надежность  $R$ , достоверность  $V$ , эффективность предвестника  $J_G$  по методике А.А. Гусева, эффективность предвестника  $J_M$  по методике Г.М. Молчана. Соответствующие формулы 2.10–2.13 приведены в Главе 2.

В качестве прогнозируемых сейсмических событий рассматривались землетрясения с энергетическими классами  $K_S \geq 11.5$ ,  $K_S \geq 12.5$ ,  $K_S \geq 13.5$  и  $K_S \geq 14.5$ , произошедшие на глубинах до 100 км на расстояниях до  $r = 500$  км от пункта ионосферных наблюдений, расположенного на территории ИКИР ДВО РАН в с. Паратунка. Период наблюдений равен  $T=2013-2018$  гг. (весенние и осенние сезоны), период ожидания землетрясений был задан равным  $T_{ож}=5$  суток.

В таблицах 3.1 – 3.7, в которых ниже приведены результаты оценки эффективности прогностических признаков, использованы следующие обозначения:  $N_+$  – число землетрясений прогнозируемого энергетического класса, произошедших в течение объявленного периода ожидания  $T_{ож}$ ;  $N_-$  – число землетрясений прогнозируемого энергетического класса, произошедших вне периода ожидания  $T_{ож}$ ;  $N$  – общее число землетрясений прогнозируемого энергетического класса, произошедших в течение периода наблюдений  $T$ ;  $n(A_E)_+$  – число аномалий, предшествующих наступлению землетрясений прогнозируемого энергетического класса;  $n(A_E)_-$  – число ложных аномалий (пропуск цели);  $n(A)$  – общее число аномалий;  $T$  (сут.) – общее время мониторинга сейсмической обстановки;  $T_{тр}$  (сут.) – общее время тревоги (суммарная длительность всех промежутков времени, в которых действовал прогноз по оцениваемому методу в течение общего времени мониторинга);  $V$  – достоверность предвестника (относительное число реализованных аномалий);  $R$  – надежность предвестника (относительное число спрогнозированных землетрясений);  $J_G$  – эффективность прогноза по методике А.А. Гусева;  $\tau$  – мера тревоги;  $\nu$  – доля пропусков цели;  $J_M$  – эффективность прогноза по методике Г.М. Молчана.

### 3.2.1 Прогностическая эффективность параметра К-слой

Корпускулярный слой Е (К-слой) – слой в Е-области, образование которого можно связать с прямой или косвенной ионизацией заряженными частицами. К-слой имеет критическую частоту значительно более высокую, чем критическая частота нормального слоя Е, контролируемого ультрафиолетовым излучением Солнца. В ночные часы, когда foE нормального слоя Е не

превышает 300-500 КГц, foE корпускулярного слоя, как правило, выше 1 МГц и часто доходит до 5 МГц. Обычно корпускулярный слой экранирует нормальный слой E, но иногда он наблюдается на больших высотах, вплоть до 170 км. На рисунке 3.5 представлен пример ионограммы с отмеченным параметром K-слой.

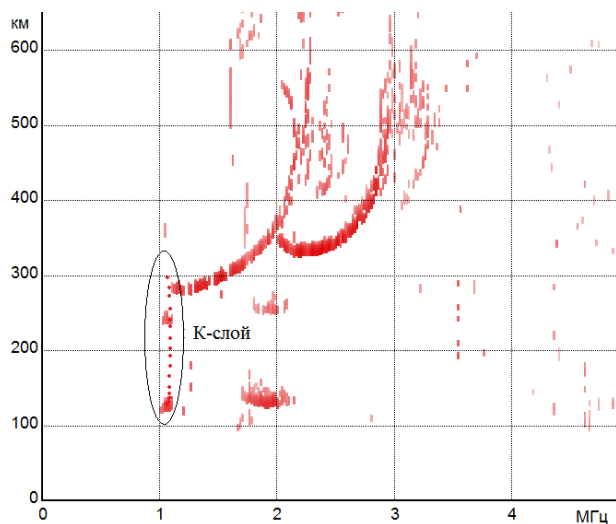


Рисунок 3.5 – Пример ионограммы с отмеченным ионосферным возмущением K-слой.

В таблице 3.1 и рисунке 3.6 представлены результаты оценки прогностической эффективности параметра K-слой.

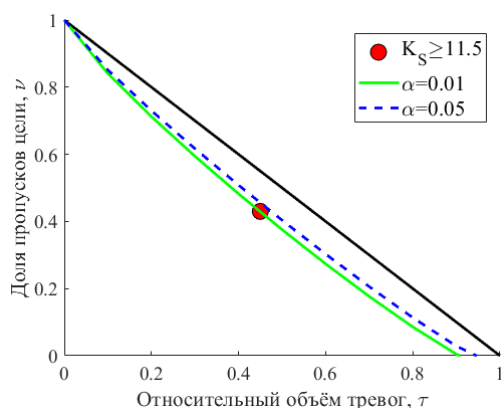
Таблица 3.1 – Прогностическая эффективность параметра K-слой

Эн. класс	$K_S \geq 11.5$	$K_S \geq 12.5$	$K_S \geq 13.5$	$K_S \geq 14.5$
$N_+$	63	31	14	6
$N_-$	48	19	6	1
$N$	111	50	20	7
$n(A_E)_+$	51	24	11	6
$n(A_E)_-$	154	181	194	199
$n(A)$	205	205	205	205
$T$ (сут)	1266	1266	1266	1266
$T_{тр}$ (сут)	574	632	660	662
$V$	0.25	0.12	0.05	0.03
$R$	0.57	0.62	0.7	0.86
$J_G$	1.25	1.24	1.34	1.64
$\tau$	0.45	0.5	0.52	0.52
$\nu$	0.43	0.38	0.3	0.14

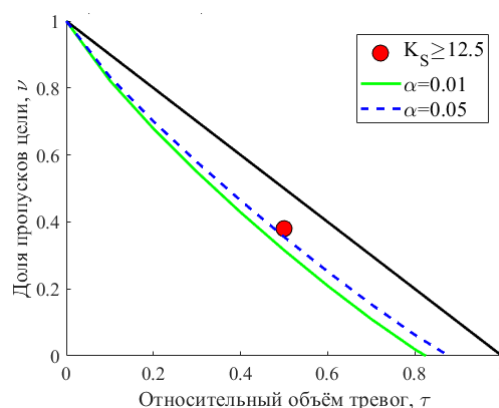


## Продолжение таблицы 3.1

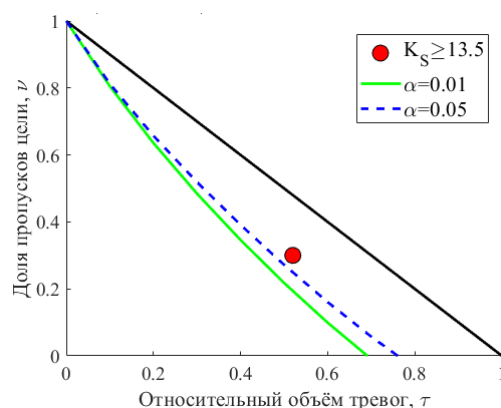
$J_M$	0.12	0.12	0.18	0.34
-------	------	------	------	------



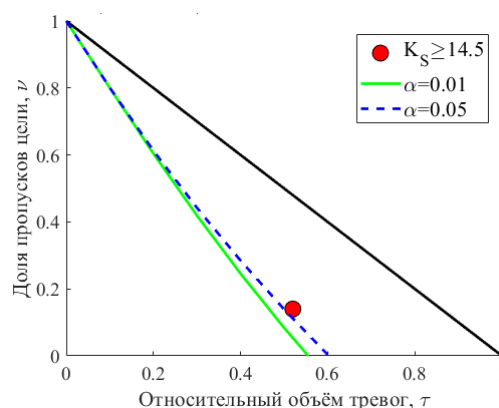
а)



б)



в)



г)

Рисунок 3.6 – Диаграммы ошибок для параметра К-слой при прогнозировании землетрясений с энергетическим классом: а)  $K_S \geq 11.5$ ; б)  $K_S \geq 12.5$ ; в)  $K_S \geq 13.5$ ; г)  $K_S \geq 14.5$ .

Как видно из результатов оценки прогностической эффективности ионосферного параметра К-слой, с увеличением прогнозируемого энергетического класса землетрясений  $K_S$  с 11.5 до 14.5 достоверность  $V$  уменьшается 0.25 до 0.03, а надежность  $R$  возрастает с 0.57 до 0.83. Согласно характеристике информативности прогностического признака (таблица 2.1) данный предвестник полезен при прогнозе землетрясений с  $K_S \geq 14.5$ , а при прогнозе землетрясений с  $11.5 \leq K_S < 14.5$  он может оказаться эффективным в сочетании с другими признаками. Как видно на приведённых на рисунке 3.6 диаграммах ошибок, значения  $(\tau, \nu)$  находятся на границе 95% доверительного интервала, что не позволяет однозначно интерпретировать связь рассматриваемого ионосферных предвестника с землетрясениями данного диапазона энергетических классов как надёжную.



### 3.2.2 Прогностическая эффективность параметра Es-spread

В связи с процессами подготовки землетрясений в ряде работ исследовалось Es-рассеяние (Es-spread), которое наблюдается как диффузность, расплывчатость следа спорадического слоя Es на ионограммах вертикального зондирования (рисунок 3.7) и отражает процессы турбулизации спорадических слоёв Es [Bowman, 1985; Whitehead, 1989]. Наблюдается Es-spread довольно редко и, в основном, ночью, примерно с 22 ч и до 03 ч локального местного времени. Появление спорадического E-слоя зависит от сезона, и явление Es-рассеяния также зависит от сезона (чаще наблюдается летом) и года солнечного цикла (чаще наблюдается в годы минимума 11-летнего цикла солнечной активности).

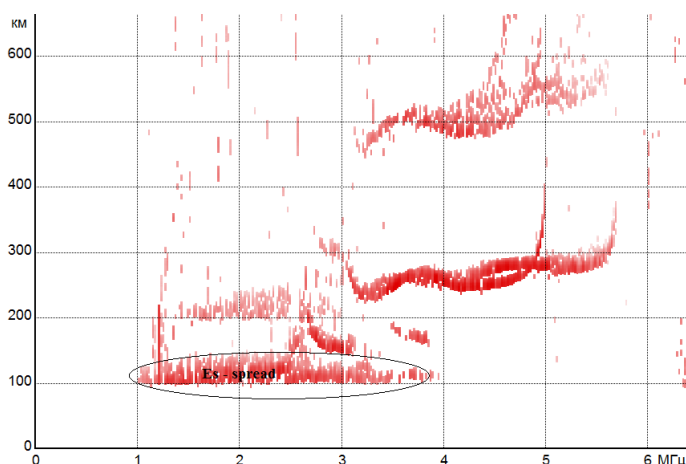


Рисунок 3.7 – Пример ионограммы с отмеченным ионосферным возмущением Es-spread.

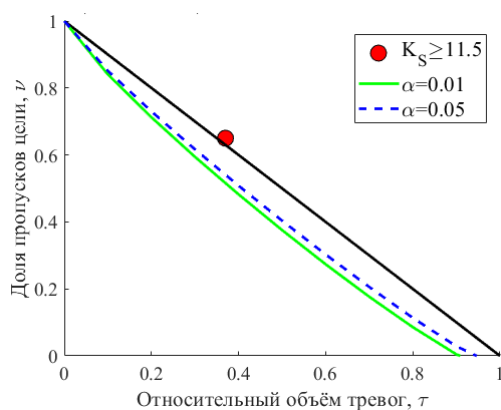
В таблице 3.2 и рисунке 3.8 представлены результаты оценки прогностической эффективности параметра Es-spread.

Таблица 3.2 – Прогностическая эффективность параметра Es-spread

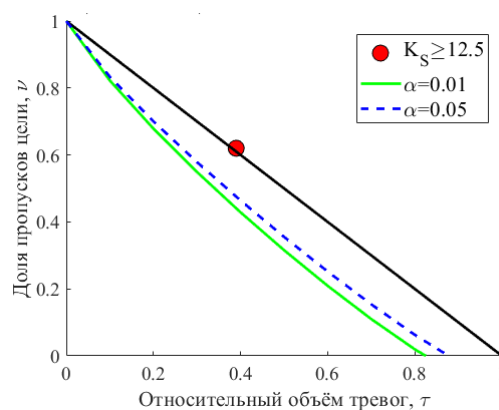
Эн. класс	$K_S \geq 11.5$	$K_S \geq 12.5$	$K_S \geq 13.5$	$K_S \geq 14.5$
$N_+$	39	19	9	4
$N_-$	72	31	11	3
$N$	111	50	20	7
$n(A_E)_+$	34	17	9	4
$n(A_E)_-$	164	181	189	194
$n(A)$	198	198	198	198
$T$ (сут)	1266	1266	1266	1266

Продолжение таблицы 3.2

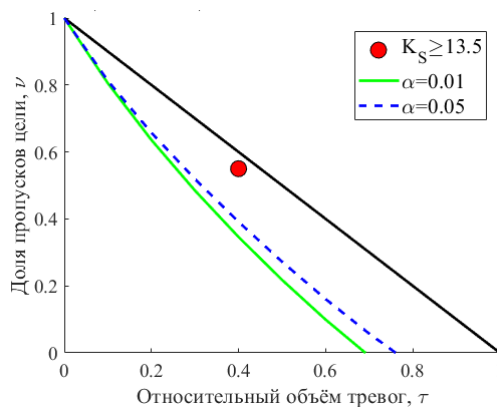
$T_{\text{тр}}$ (сут)	466	490	507	517
$V$	0.17	0.09	0.05	0.02
$R$	0.35	0.38	0.45	0.57
$J_G$	0.96	0.98	1.12	1.4
$\tau$	0.37	0.39	0.4	0.41
$\nu$	0.65	0.62	0.55	0.43
$J_M$	-0.02	-0.01	0.05	0.16



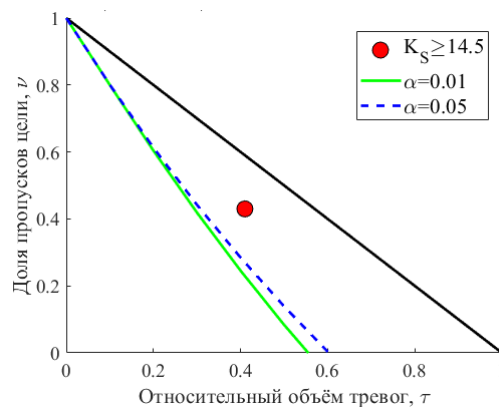
а)



б)



в)



г)

Рисунок 3.8 – Диаграммы ошибок для параметра Es-spread при прогнозировании землетрясений с энергетическим классом: а)  $K_S \geq 11.5$ ; б)  $K_S \geq 12.5$ ; в)  $K_S \geq 13.5$ ; г)  $K_S \geq 14.5$ .

Как видно из результатов оценки прогностической эффективности ионосферного параметра Es-spread за временной интервал 2013–2018 гг. (весенние и осенние сезоны), с увеличением прогнозируемого энергетического класса землетрясений  $K_S$  с 11.5 до 14.5 достоверность  $V$  уменьшается 0.17 до 0.02, а надежность  $R$  возрастает с 0.35 до 0.57. Согласно характеристике информативности прогностического признака (таблица 2.1) данный ионосферный

параметр может оказаться эффективным в сочетании с другими признаками при прогнозировании землетрясений с  $K_S \geq 14.5$  ( $J_G=1.4$ ), а для землетрясений с  $11.5 \leq K_S < 14.5$  бесполезен, т.к.  $J_G < 1.2$ . Как видно на приведённых на рисунке 3.8 диаграммах ошибок, значения  $(\tau, \nu)$  находятся выше границы 95% доверительного интервала, что говорит об отсутствии надёжной связи между данным ионосферным параметрами землетрясениями рассматриваемых диапазонов энергетического класса.

### 3.2.3 Прогностическая эффективность спорадического слоя Es типа r

Спорадический слой Es типа r (рисунок 3.9) это Es с групповым запаздыванием в высокочастотном конце. Групповое запаздывание обнаруживается в Es, но не наблюдается на соответствующих частотах в F. Он обычно незранирующий и наблюдается ночью в высоких широтах. Предполагается, что Es этого типа является результатом отражений от локализованных облаков ионизации [Руководство по вертикальному зондированию ионосферы, 1957].

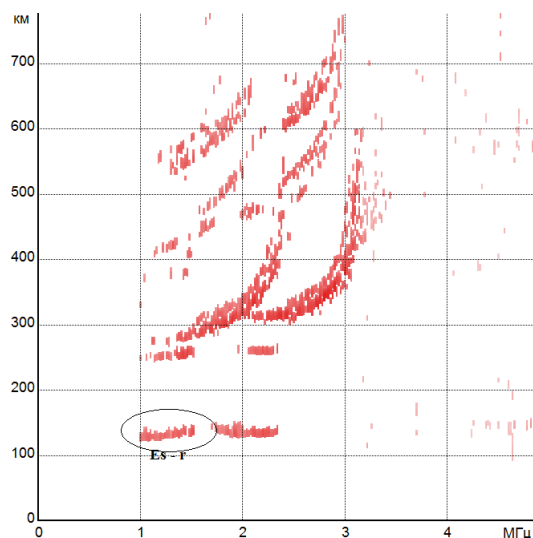


Рисунок 3.9 – Пример ионограммы с отмеченным спорадическим слоем Es типа r.

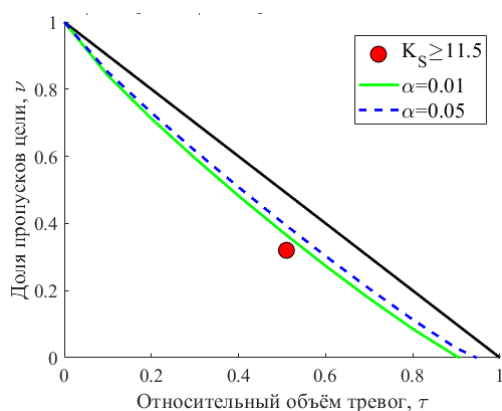
В таблице 3.3 и рисунке 3.10 представлены результаты оценки прогностической эффективности параметра Es типа r.

Таблица 3.3 – Прогностическая эффективность параметра Es типа r

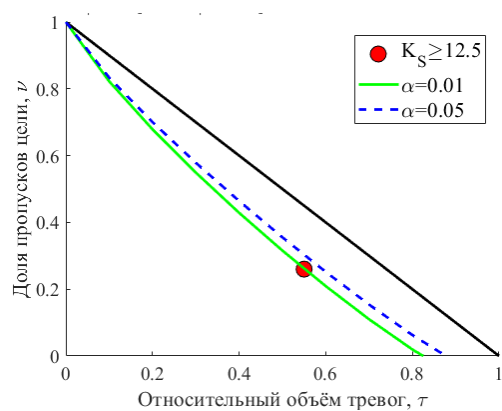
Эн. класс	$K_S \geq 11.5$	$K_S \geq 12.5$	$K_S \geq 13.5$	$K_S \geq 14.5$
$N_+$	75	37	15	6

Продолжение таблицы 3.3

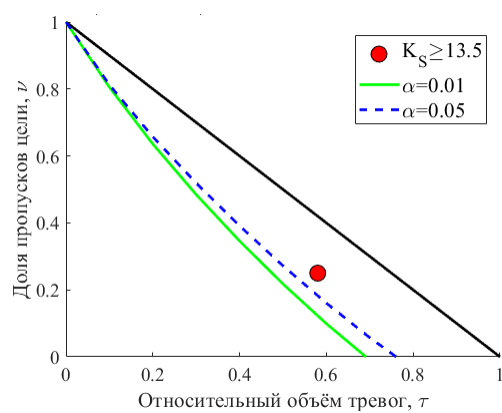
$N_-$	36	13	5	1
$N$	111	50	20	7
$n(A_E)_+$	64	31	13	5
$n(A_E)_-$	214	247	265	273
$n(A)$	278	278	278	278
$T$ (сут)	1266	1266	1266	1266
$T_{тр}$ (сут)	650	693	728	739
$V$	0.23	0.11	0.05	0.02
$R$	0.68	0.74	0.75	0.86
$J_G$	1.32	1.35	1.3	1.47
$\tau$	0.51	0.55	0.58	0.58
$\nu$	0.32	0.26	0.25	0.14
$J_M$	0.17	0.19	0.17	0.28



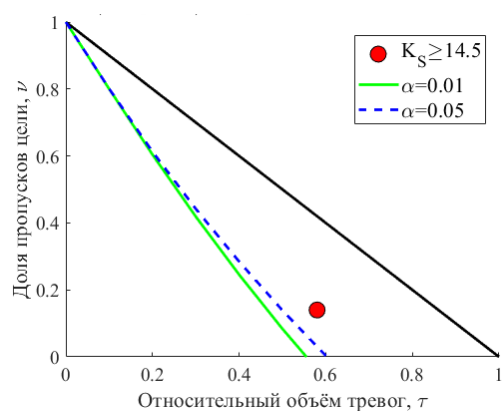
а)



б)



в)



г)

Рисунок 3.10 – Диаграммы ошибок для параметра  $E_s$  типа  $r$  при прогнозировании землетрясений с энергетическим классом: а)  $K_S \geq 11.5$ ; б)  $K_S \geq 12.5$ ; в)  $K_S \geq 13.5$ ; г)  $K_S \geq 14.5$ .

Как видно из результатов оценки прогностической эффективности ионосферного параметра  $E_s$  типа  $r$  за временной интервал 2013–2018 гг. (весенние и осенние сезоны), с увеличением прогнозируемого энергетического класса землетрясений  $K_S$  с 11.5 до 14.5 достоверность  $V$  уменьшается 0.23 до 0.02, а надёжность  $R$  возрастает с 0.68 до 0.86. Согласно характеристике информативности прогностического признака (таблица 2.1) данный параметр может оказаться эффективным в сочетании с другими признаками при прогнозировании землетрясений рассматриваемых диапазонов энергетического класса. Как видно на приведённых на рисунке 3.10 диаграммах ошибок, значения  $(\tau, \nu)$  находятся на границе 99% или выше границы 95% доверительного интервала, что говорит об отсутствии высокой степени надёжной связи между данным ионосферным параметрами землетрясениями рассматриваемых диапазонов энергетического класса.

### 3.2.4 Прогностическая эффективность параметра $\Delta f_oF2/f_{med}$

В качестве прогностического параметра рассматривается превышение значений критической частоты  $f_oF2$  слоя F2 медианных значений  $f_{med}$ , вычисленных за предыдущие 30 суток, не менее чем на 20% ( $\Delta f_oF2/f_{med} \geq 0.2$ ) на фоне развития магнитосферной бури (суммарные значения К-индекса за сутки  $\Sigma K \geq 20$ ). На рисунке 3.11а, в качестве примера, представлен временной ряд часовых значений  $\Delta f_oF2/f_{med}$  за период 14.05.2013–19.05.2013 гг., а на рисунке 3.11б – трёхчасовые значения К-индекса за этот же период.

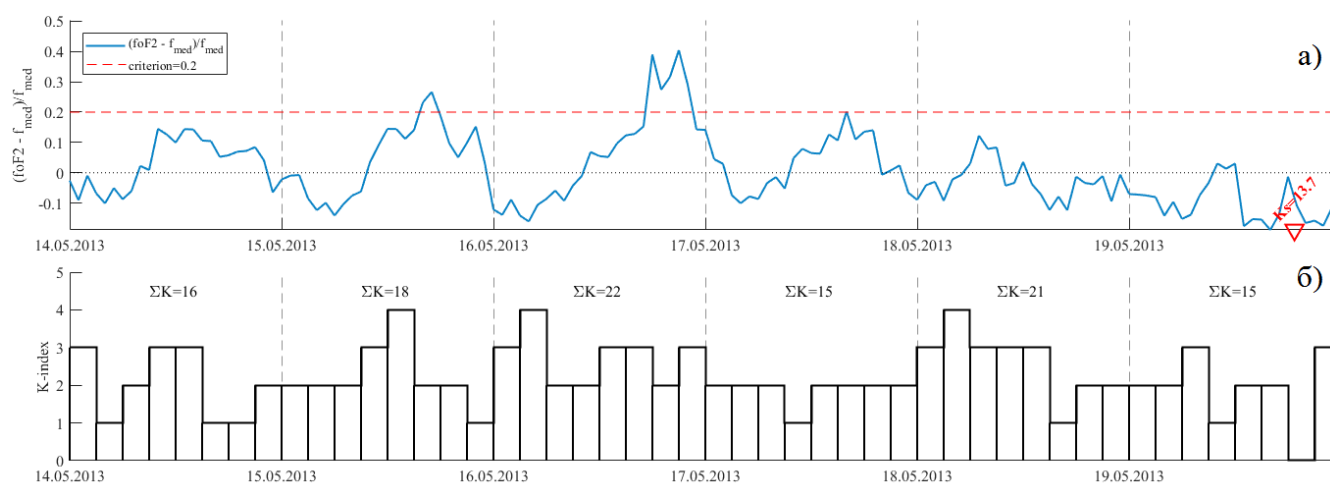


Рисунок 3.11 – Временные графики за период 14.05.2013–19.05.2013 гг.: а) часовых значений параметра  $\Delta f_oF2/f_{med}$ ; б) трёхчасовых значений К-индекса.

В таблице 3.4 и рисунке 3.12 представлены результаты оценки прогностической эффективности параметра  $\Delta f_oF2/f_{med}$ .

Таблица 3.4 – Прогностическая эффективность параметра  $\Delta f_oF2/f_{med}$

Эн. класс	$K_S \geq 11.5$	$K_S \geq 12.5$	$K_S \geq 13.5$	$K_S \geq 14.5$
$N_+$	48	22	12	4
$N_-$	63	28	8	3
$N$	111	50	20	7
$n(A_E)_+$	32	15	9	4
$n(A_E)_-$	77	94	100	105
$n(A)$	109	109	109	109
$T$ (сут)	1266	1266	1266	1266
$T_{тр}$ (сут)	407	440	448	454
$V$	0.29	0.14	0.08	0.04
$R$	0.43	0.44	0.6	0.57
$J_G$	1.34	1.27	1.7	1.59
$\tau$	0.32	0.35	0.35	0.36
$\nu$	0.57	0.56	0.4	0.43
$J_M$	0.11	0.09	0.25	0.21

Как видно из результатов оценки прогностической эффективности ионосферного параметра  $\Delta f_oF2/f_{med}$  за временной интервал 2013–2018 гг. (весенние и осенние сезоны), с увеличением прогнозируемого энергетического класса землетрясений  $K_S$  с 11.5 до 14.5 достоверность  $V$  уменьшается 0.29 до 0.04, а надежность  $R$  возрастает с 0.43 до 0.6. Согласно характеристике информативности прогностического признака (таблица 2.1) данный параметр может оказаться эффективным в сочетании с другими признаками при прогнозировании землетрясений с энергетическим классом  $11.5 \leq K_S < 13.5$ , а при прогнозировании землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  данный параметр может считаться информативным. На диаграмме ошибок (рисунок 3.12в) значения  $(\tau, \nu)$  находятся ниже границы 99% доверительного интервала, что говорит о связи рассматриваемого прогностического признака и землетрясениями с  $K_S \geq 13.5$ .

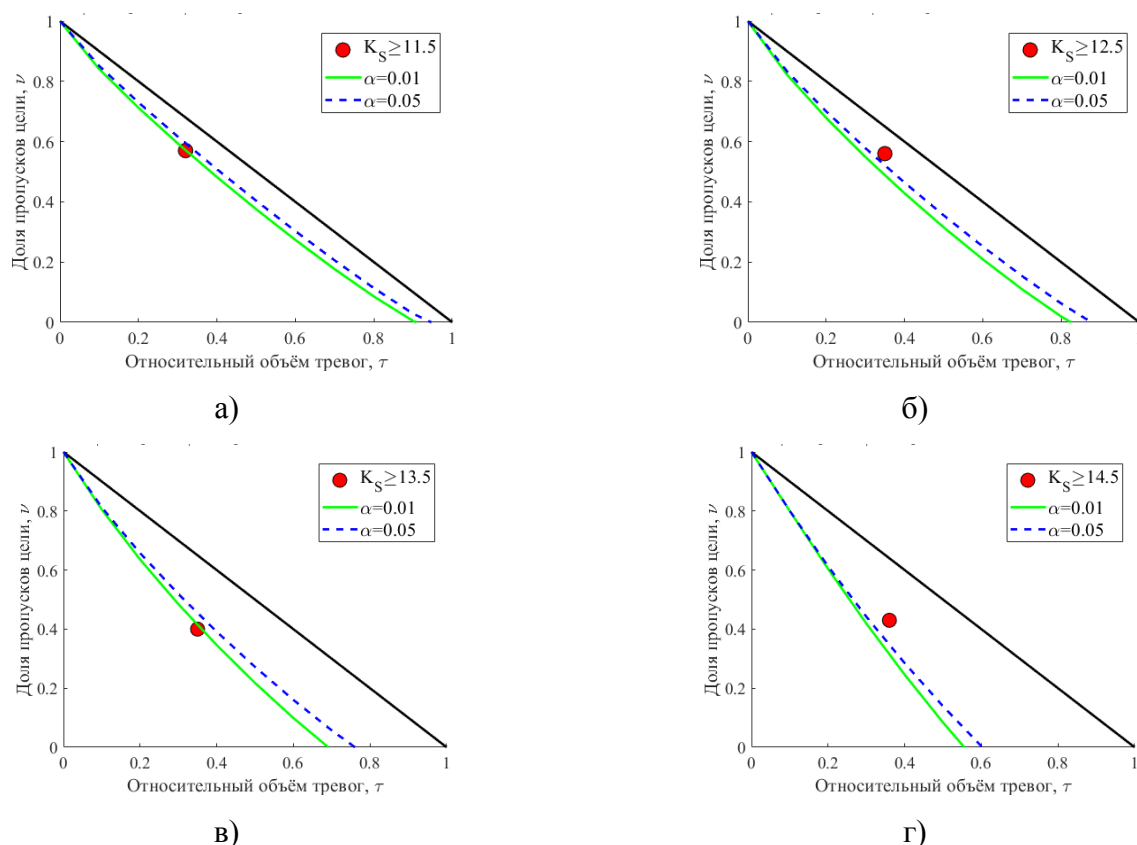


Рисунок 3.12 – Диаграммы ошибок для параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  при прогнозировании землетрясений с энергетическим классом: а)  $K_S \geq 11.5$ ; б)  $K_S \geq 12.5$ ; в)  $K_S \geq 13.5$ ; г)  $K_S \geq 14.5$ .

### 3.2.5 Прогностическая эффективность параметра F-spread

Явление, при котором сигнал, отражённый ионизированным слоем F2, из-за мелкомасштабных, не более 2-3 км, неоднородностей ионосферы становится диффузным, теряет свою упорядоченную структуру, называется F-рассеянием (F-spread). В этих случаях отражения от ионосферы сильно размыты, т.е. не имеют резко очерченной формы и наблюдаются ниже или выше реальной критической частоты области. Такие отражения называются рассеянными [Руководство по ионосферным ..., 2015].

Явление F-рассеяния (F-spread) можно рассматривать в качестве характеристики турбулентности слоя F2. F-spread рассматривается как степень диффузности следа F2-слоя на ионограммах и в основном наблюдается ночью (рисунок 3.13).

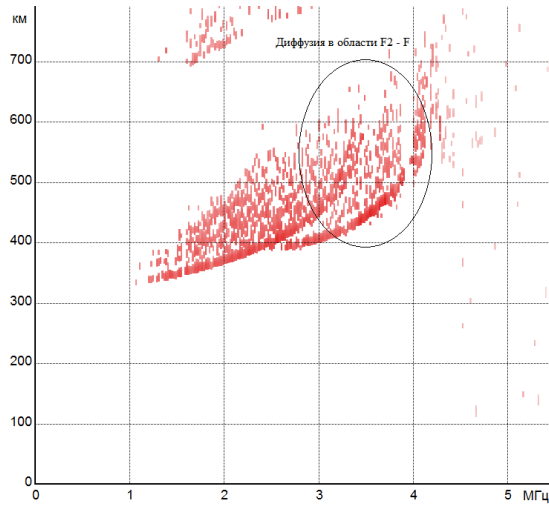


Рисунок 3.13 – Пример ионограммы с диффузией в области F2 (F-spread).

В таблице 3.5 и рисунке 3.14 представлены результаты оценки прогностической эффективности параметра F-spread.

Таблица 3.5 – Прогностическая эффективность параметра F-spread

Эн. класс	$K_S \geq 11.5$	$K_S \geq 12.5$	$K_S \geq 13.5$	$K_S \geq 14.5$
$N_+$	106	48	19	7
$N_-$	5	2	1	0
$N$	111	50	20	7
$n(A_E)_+$	96	43	18	7
$n(A_E)_-$	703	756	781	792
$n(A)$	799	799	799	799
$T$ (сут)	1266	1266	1266	1266
$T_{\text{тр}}$ (сут)	1153	1194	1217	1232
$V$	0.12	0.05	0.02	0.01
$R$	0.95	0.96	0.95	1
$J_G$	1.05	1.02	0.99	1.03
$\tau$	0.91	0.94	0.96	0.97
$\nu$	0.05	0.04	0.05	0
$J_M$	0.04	0.02	-0.01	0.03



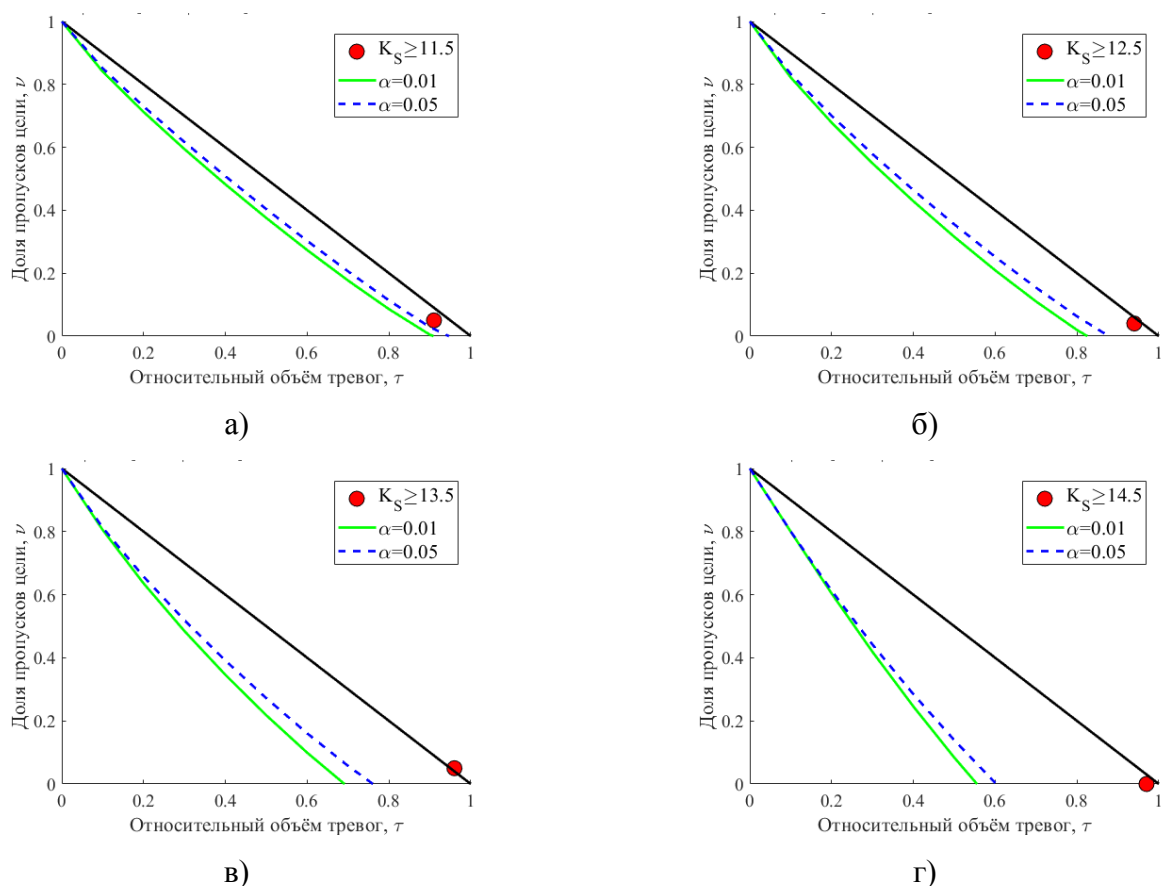


Рисунок 3.14 – Диаграммы ошибок для параметра F-spread при прогнозировании землетрясений с энергетическим классом: а)  $K_S \geq 11.5$ ; б)  $K_S \geq 12.5$ ; в)  $K_S \geq 13.5$ ; г)  $K_S \geq 14.5$ .

Как видно из результатов оценки прогностической эффективности ионосферного параметра F-spread за временной интервал 2013–2018 гг. (весенние и осенние сезоны), с увеличением прогнозируемого энергетического класса землетрясений  $K_S$  с 11.5 до 14.5 достоверность  $V$  уменьшается 0.12 до 0.01, а надежность  $R$  возрастает с 0.95 до 1. Эффективность прогноза  $J_G \approx 1$ , т.е. согласно характеристике информативности прогностического признака (таблица 2.1) данный предвестник не информативный. На диаграмме ошибок (рисунок 3.14) значения  $(\tau, \nu)$  находятся вблизи прямой случайного прогноза  $\tau + \nu = 1$ , что можно интерпретировать как отсутствие надёжной связи между данным ионосферным параметром и землетрясениями рассматриваемых диапазонов энергетического класса.

### 3.2.6 Прогностическая эффективность расслоения F2 по высоте и частоте (режим Н)

Режим Н для слоя F2 указывает на то, что на измерение его характеристик влияет или делает это невозможным наличие расслоений. На ионограммах след слоя имеет мыс из-за запаздывания или точку перегиба (рисунок 3.15).

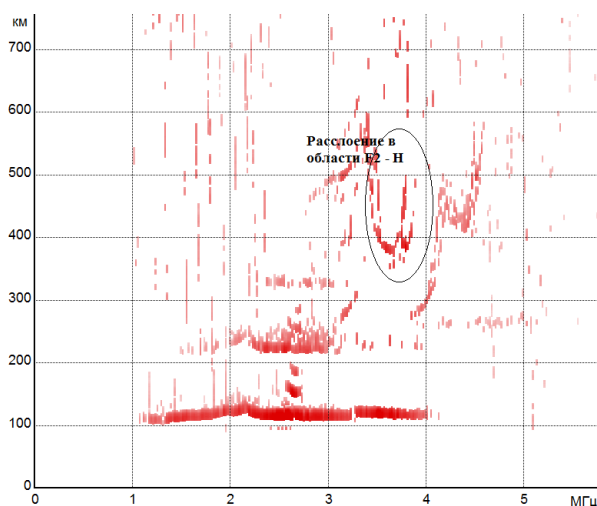


Рисунок 3.15 – Пример ионограммы с расслоением F2 (режим Н).

В таблице 3.6 и рисунке 3.16 представлены результаты оценки прогностической эффективности расслоения F2 по высоте и частоте.

Таблица 3.6 – Прогностическая эффективность параметра расслоение F2 по высоте и частоте (режим Н)

Эн. класс	$K_S \geq 11.5$	$K_S \geq 12.5$	$K_S \geq 13.5$	$K_S \geq 14.5$
$N_+$	80	37	16	6
$N_-$	31	13	4	1
$N$	111	50	20	7
$n(A_E)_+$	65	30	13	5
$n(A_E)_-$	328	363	380	388
$n(A)$	393	393	393	393
$T$ (сут)	1266	1266	1266	1266
$T_{тр}$ (сут)	779	820	846	858
$V$	0.17	0.08	0.03	0.01
$R$	0.72	0.74	0.8	0.86

Продолжение таблицы 3.6

$J_G$	1.17	1.14	1.2	1.27
$\tau$	0.62	0.65	0.67	0.68
$\nu$	0.28	0.26	0.2	0.14
$J_M$	0.1	0.09	0.13	0.18

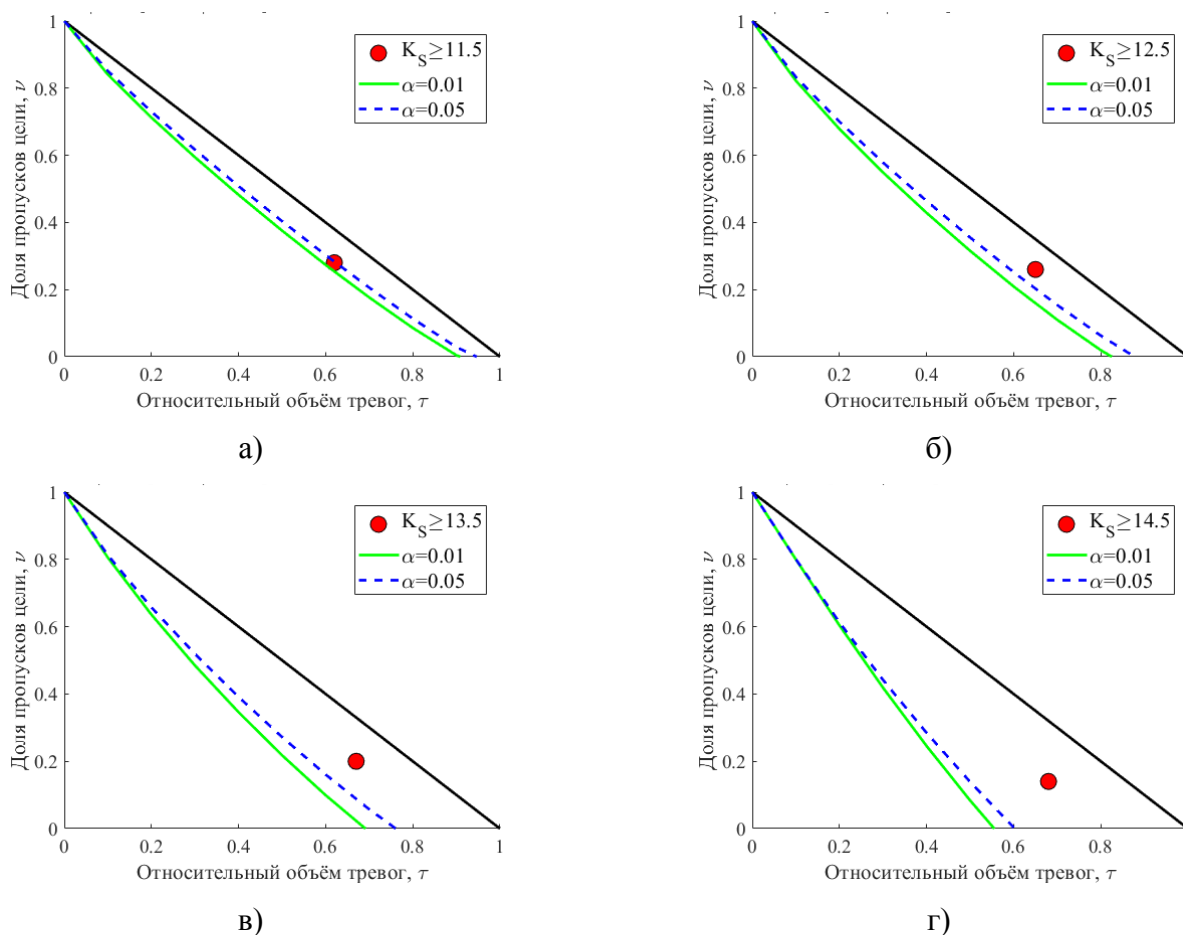


Рисунок 3.16 – Диаграммы ошибок для параметра расслоение F2 по высоте и частоте (режим H) при прогнозировании землетрясений с энергетическим классом: а)  $K_S \geq 11.5$ ; б)  $K_S \geq 12.5$ ; в)  $K_S \geq 13.5$ ; г)  $K_S \geq 14.5$ .

Как видно из результатов оценки прогностической эффективности ионосферного параметра расслоение F2 по высоте и частоте за временной интервал 2013–2018 гг. (весенние и осенние сезоны), с увеличением прогнозируемого энергетического класса землетрясений  $K_S$  с 11.5 до 14.5 достоверность  $V$  уменьшается 0.17 до 0.01, а надежность  $R$  возрастает с 0.72 до 0.86. Эффективность прогноза для рассматриваемых диапазонов энергетического класса составляет  $J_G \approx 1.2$ , т.е. согласно характеристике информативности прогностического признака (таблица 2.1) данный предвестник не обладает достаточной информативностью. Как видно на приведённых на

рисунке 3.16 диаграммах ошибок, значения  $(\tau, \nu)$  находятся выше границы 95% доверительного интервала, что говорит об отсутствии надёжной связи между данным ионосферным параметром и землетрясениями рассматриваемых диапазонов энергетического класса.

### 3.2.7 Прогностическая эффективность расслоения F2 по частоте (режим V)

Расслоение F2 (режим V) выражается в появлении разветвлённого следа вблизи критической частоты, который может повлиять на измерение (рисунок 3.17).

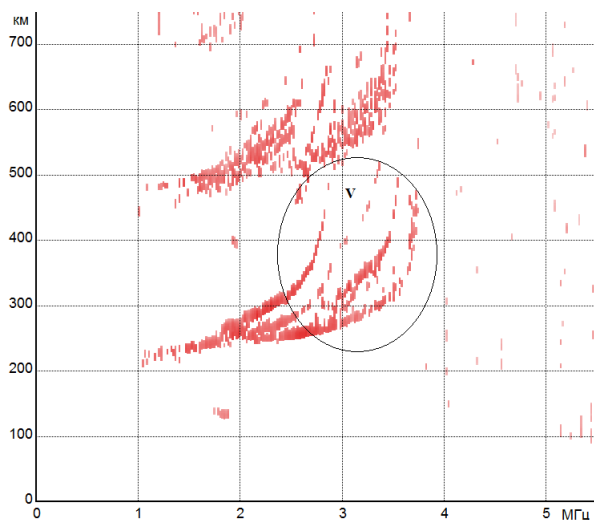


Рисунок 3.17 – Пример ионограммы с расслоением F2 (режим V).

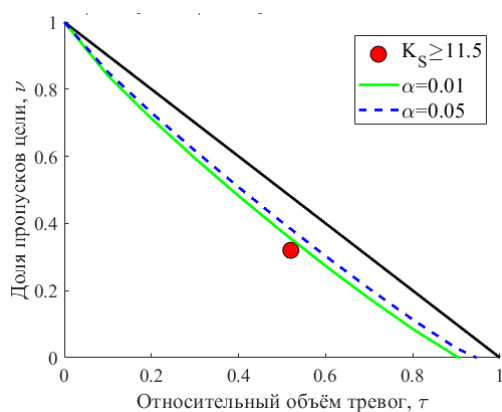
В таблице 3.7 и рисунке 3.18 представлены результаты оценки прогностической эффективности расслоения F2 по частоте.

Таблица 3.7 – Прогностическая эффективность параметра расслоения F2 по частоте (режим V)

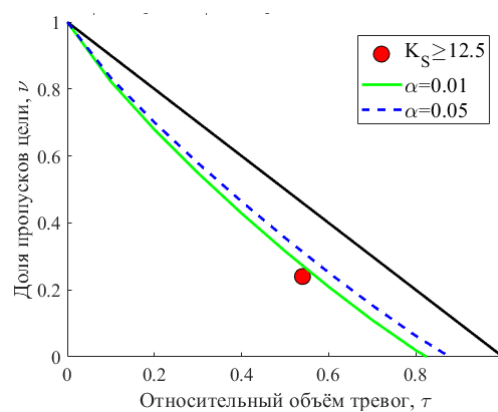
Эн. класс	$K_s \geq 11.5$	$K_s \geq 12.5$	$K_s \geq 13.5$	$K_s \geq 14.5$
$N_+$	76	38	17	6
$N_-$	35	12	3	1
$N$	111	50	20	7
$n(A_E)_+$	58	29	14	5
$n(A_E)_-$	211	240	255	264
$n(A)$	269	269	269	269
$T$ (сут)	1266	1266	1266	1266
$T_{тр}$ (сут)	653	686	716	728

## Продолжение таблицы 3.7

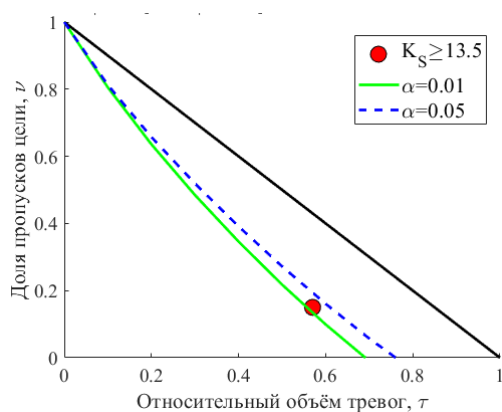
$V$	0.22	0.11	0.05	0.02
$R$	0.68	0.76	0.85	0.86
$J_G$	1.33	1.4	1.5	1.49
$\tau$	0.52	0.54	0.57	0.57
$\nu$	0.32	0.24	0.15	0.14
$J_M$	0.16	0.22	0.28	0.29



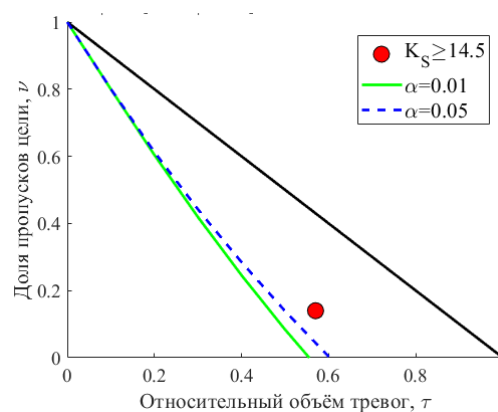
а)



б)



в)



г)

Рисунок 3.18 – Диаграммы ошибок для расслоения F2 по частоте (режим V) при прогнозировании землетрясений с энергетическим классом: а)  $K_S \geq 11.5$ ; б)  $K_S \geq 12.5$ ; в)  $K_S \geq 13.5$ ; г)  $K_S \geq 14.5$ .

Как видно из результатов оценки прогностической эффективности ионосферного параметра расслоение F2 по частоте (режим V) за временной интервал 2013–2018 гг. (весенние и осенние сезоны), с увеличением прогнозируемого энергетического класса землетрясений  $K_S$  с 11.5 до 14.5 достоверность  $V$  уменьшается 0.22 до 0.02, а надежность  $R$  возрастает с 0.68 до 0.86. Эффективность прогноза для рассматриваемых диапазонов энергетического класса составила  $1.33 \leq J_G \leq 1.5$ , таким образом, согласно характеристике информативности прогностического

признака (таблица 2.1) данный параметр может оказаться эффективным в сочетании с другими признаками. Как видно на приведённых на рисунке 3.18 диаграммах ошибок, значения  $(\tau, \nu)$  находятся на границах 95% или 99% доверительного интервала, что говорит об отсутствии высокой степени надёжной связи между данным ионосферным параметром и землетрясениями рассматриваемых диапазонов энергетического класса.

Анализ прогностической эффективности рассматриваемых ионосферных предвестников показал, что их достоверность  $V$  снижается с увеличением прогнозируемого энергетического класса землетрясений. Наибольшей достоверностью  $V = 0.29$  обладает ионосферный параметр  $\Delta f_0 F_2 / f_{\text{med}}$  для землетрясений с  $K_S \geq 11.5$ , а наименьшей  $V = 0.01$  – F-spread и расслоение F2 по высоте и частоте (режим Н) для землетрясений с  $K_S \geq 14.5$ . Надёжность  $R$  ионосферных предвестников возрастает с увеличением прогнозируемого энергетического класса землетрясений. Наименьшей надёжностью  $R = 0.35$  обладает ионосферный параметр Es-spread для землетрясений с  $K_S \geq 11.5$ , а наибольшей надёжностью  $R=1$  – F-spread для землетрясений с  $K_S \geq 14.5$ . Однако, наибольшими значениями эффективности  $J_G$  и  $J_M$  обладают следующие ионосферные параметры: К-слой, Es типа r,  $\Delta f_0 F_2 / f_{\text{med}}$ , расслоение F2 по частоте (режим V). Так как по отдельности эти ионосферные параметры недостаточно информативны, то для повышения эффективности прогноза необходимо использовать их сочетания. Наименьшими значениями эффективности  $J_G$  и  $J_M$  обладают F-spread, Es-spread и расслоение F2 по высоте (режим Н), поэтому их использование в прогнозе землетрясений рассматриваемых энергетических диапазонов не приведёт к повышению эффективности прогноза.

### **3.3 Методика краткосрочного прогноза землетрясений на основе комплекса ионосферных предвестников**

На основе выбранных наиболее эффективных ионосферных предвестников был построен алгоритм краткосрочного прогноза землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 11.5$ , в котором проводится совместный анализ рассматриваемых ионосферных возмущений в скользящем временном окне шириной  $\Delta T = 5$  суток с шагом  $\Delta t = 1$  сутки. Условием для объявления начала периода ожидания  $T_{\text{ож}}$  сейсмического события было выполнение на временном интервале  $\Delta T$  как минимум для трёх из четырёх рассматриваемых ионосферных параметров следующих критериев:

- Превышение значений критической частоты foF2 слоя F2 медианных значений  $f_{\text{med}}$ , вычисленных за предыдущие 30 суток, не менее чем на 20% ( $\Delta f_0 F_2 / f_{\text{med}} \geq 0.2$ ) на фоне развития магнитосферной бури (суммарные значения К-индекса за сутки  $\sum K \geq 20$ );

- Формирование К-слоя в течение как минимум одних суток интервала  $\Delta T$ ;
- Формирование спорадического слоя Es типа r в течение как минимум одних суток интервала  $\Delta T$ ;
- Расслоение F2 по частоте (режим V) в течение как минимум одних суток интервала  $\Delta T$ .

Продолжительность периода ожидания выбрана равной  $T_{\text{ож}} = 5$  суток. Для алгоритма была проведена оценка его прогностической эффективности на временных интервалах  $T_1 = 01.01.2013-31.12.2018$  гг. в весенние и осенние сезоны и  $T_2 = 01.01.2015-31.12.2018$  гг. (весь период) для сейсмических событий с  $K_S \geq 11.5$ ,  $K_S \geq 12.5$ ,  $K_S \geq 13.5$  и  $K_S \geq 14.5$ , произошедших на глубинах до 100 км в радиусе  $r = 500$  км от пункта регистрации ионосферных наблюдений. Результаты проведённой оценки представлены в таблицах 3.8–3.11 и рисунках 3.19–3.22.

Таблица 3.8 – Прогностическая эффективность комплекса ионосферных предвестников для землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 11.5$  за временные интервалы  $T_1$  и  $T_2$

Временной период	$N_+$	$N_-$	$N$	$n(A_E)_+$	$n(A_E)_-$	$n(A_E)$	$V$	$R$	$J_G$	$\tau$	$\nu$	$J_M$
$T_1$	61	50	111	44	41	85	0.52	0.55	1.7	0.32	0.45	0.23
$T_2$	43	69	112	33	39	72	0.46	0.38	1.5	0.26	0.62	0.12

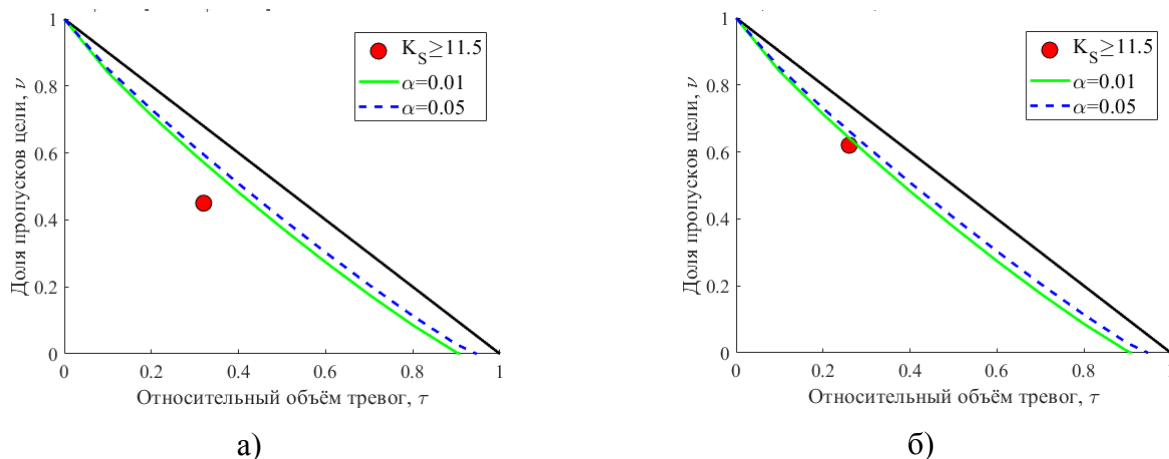


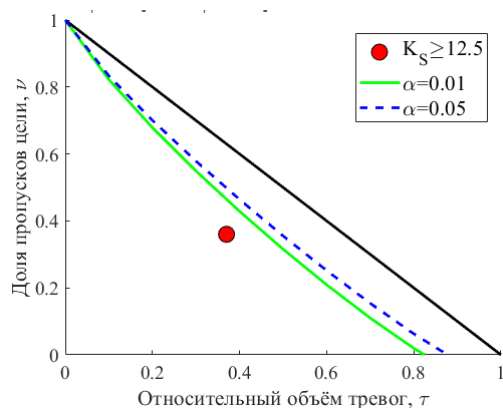
Рисунок 3.19 – Диаграмма ошибок алгоритма прогноза по комплексу ионосферных предвестников для землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 11.5$  за временные интервалы: а)  $T_1 = 01.01.2013-31.12.2018$  гг. (весна, осень); б)  $T_2 = 01.01.2015-31.12.2018$  гг.

Таблица 3.9 – Прогностическая эффективность комплекса ионосферных предвестников для землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 12.5$  за временные интервалы  $T_1$  и  $T_2$

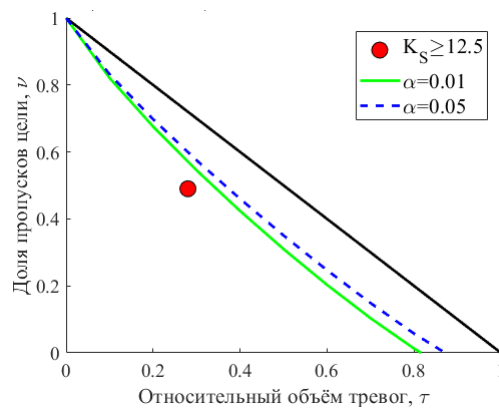
Временной период	$N_+$	$N_-$	$N$	$n(A_E)_+$	$n(A_E)_-$	$n(A_E)$	$V$	$R$	$J_G$	$\tau$	$\nu$	$J_M$
------------------	-------	-------	-----	------------	------------	----------	-----	-----	-------	--------	-------	-------

Продолжение таблицы 3.9

$T_1$	32	18	50	23	56	79	0.29	0.64	1.75	0.37	0.36	0.27
$T_2$	24	23	47	18	52	70	0.26	0.51	1.84	0.28	0.49	0.23



а)



б)

Рисунок 3.20 – Диаграмма ошибок для алгоритма прогноза по комплексу ионосферных предвестников для землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 12.5$  за временные интервалы: а)  $T_1 = 01.01.2013-31.12.2018$  гг. (весна, осень); б)  $T_2 = 01.01.2015-31.12.2018$  гг.

Таблица 3.10 – Прогностическая эффективность комплекса ионосферных предвестников для землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  за временные интервалы  $T_1$  и  $T_2$

Временной период	$N_+$	$N_-$	$N$	$n(A_E)_+$	$n(A_E)_-$	$n(A_E)$	$V$	$R$	$J_G$	$\tau$	$\nu$	$J_M$
$T_1$	16	4	20	13	65	78	0.17	0.8	2.09	0.38	0.2	0.42
$T_2$	11	4	15	10	59	69	0.14	0.73	2.53	0.29	0.27	0.44

Таблица 3.11 – Прогностическая эффективность комплекса ионосферных предвестников для землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 14.5$  за временные интервалы  $T_1$  и  $T_2$

Временной период	$N_+$	$N_-$	$N$	$n(A_E)_+$	$n(A_E)_-$	$n(A_E)$	$V$	$R$	$J_G$	$\tau$	$\nu$	$J_M$
$T_1$	7	0	7	6	69	75	0.08	1	2.54	0.39	0	0.61
$T_2$	5	1	6	5	63	68	0.07	0.83	2.81	0.3	0.17	0.53



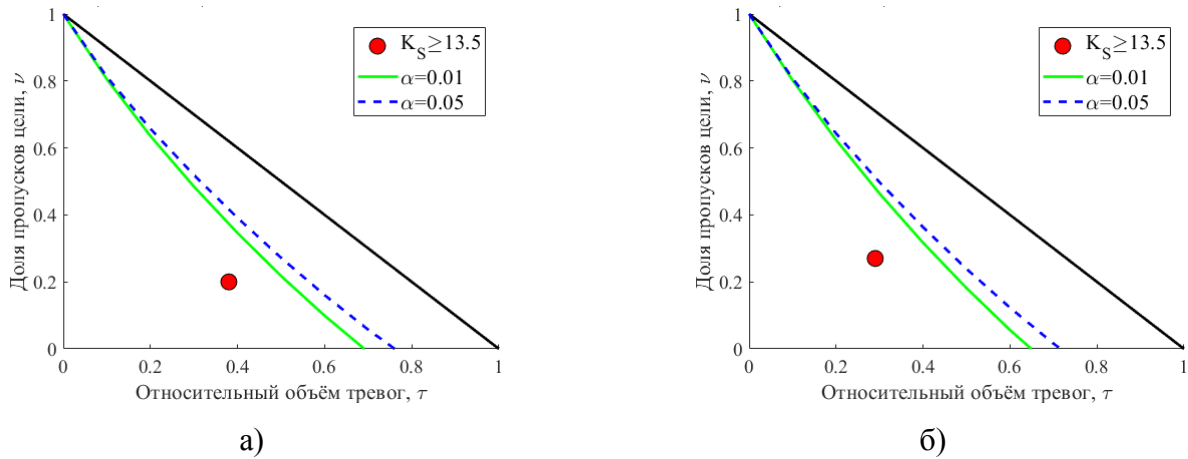


Рисунок 3.21 – Диаграмма ошибок алгоритма прогноза по комплексу ионосферных предвестников для землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  за временные интервалы: а)  $T_1 = 01.01.2013-31.12.2018$  гг. (весна, осень); б)  $T_2 = 01.01.2015-31.12.2018$  гг.

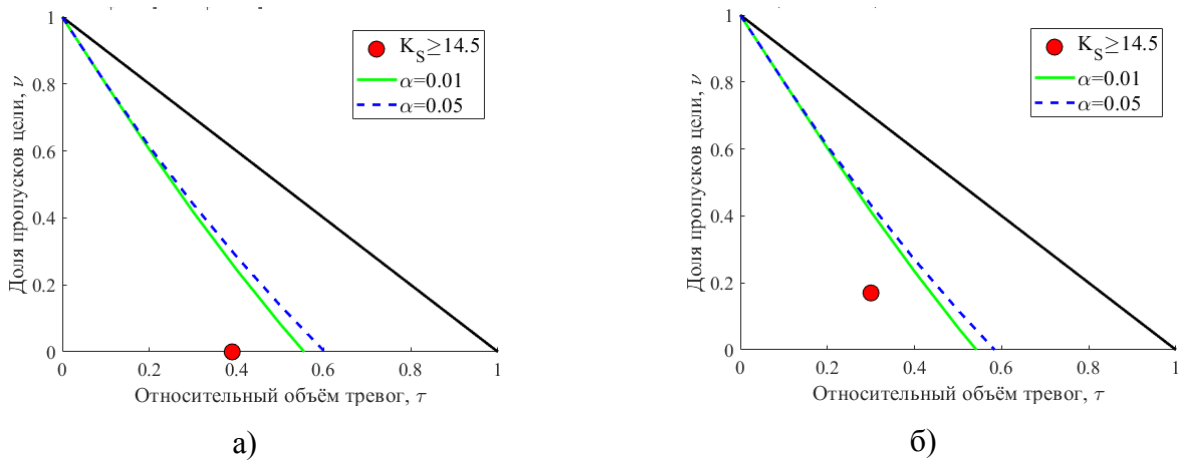


Рисунок 3.22 – Диаграмма ошибок для алгоритма прогноза по комплексу ионосферных предвестников для землетрясений с  $K_S \geq 14.5$  за временные интервалы: а)  $T_1 = 01.01.2013-31.12.2018$  гг. (весна, осень); б)  $T_2 = 01.01.2015-31.12.2018$  гг.

Согласно полученным результатам, при прогнозировании землетрясений с энергетическими классами  $K_S \geq 11.5$  и  $K_S \geq 12.5$  эффективность прогноза по методике А.А. Гусева за временные интервалы  $T_1$  и  $T_2$  составляет  $1.5 \leq J_G < 2$ , т.е. данный комплекс предвестников можно считать информативным. При прогнозировании землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  и  $K_S \geq 14.5$  эффективность  $J_G > 2$ , т.е. прогноз по данной методике статистически значим и более чем в 2 раза отличается от случайного угадывания. На диаграммах ошибок значения  $(\tau, \nu)$ , полученные для рассматриваемых диапазонов энергетического класса, лежат под нижней границей 99% доверительного интервала, что можно интерпретировать как высокую степень надёжности выявленной связи рассматриваемого комплекса ионосферных предвестников с

землетрясениями данного диапазона энергетического класса, произошедших на расстояниях до 500 км от пункта наблюдения.

### 3.4 Совместный анализ сейсмологического и ионосферных предвестников

Проведём ретроспективный анализ поведения рассмотренных выше предвестников перед наступлением сильных землетрясений, произошедших в Камчатском регионе. В таблице 3.12 представлен список из 24 сейсмических событий и их групп с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , произошедших за период  $T = 2009-2018$  гг. на глубинах до 100 км в пределах области  $S_{\text{общ}}$  (рисунок 2.8), но не более чем в 500 км от пункта ионосферных наблюдений (если в течении одних суток произошло несколько землетрясений, то они рассматривались как одно событие). Для каждого землетрясения, на начало суток, в которых оно произошло, на основе анализа значений параметра  $\xi_P$  определялась область ожидания  $S_{\text{ож}}$  и вычислялась вероятность  $P(D_1|E)$  его наступления в области ожидания. В таблице 3.12 представлены значения вероятностей  $P(D_1|E)$ , а знаками "+" и "-" отмечены землетрясения, произошедшие соответственно внутри области ожидания  $S_{\text{ож}}$  и вне её границ. Из всех рассматриваемых сейсмических событий 21 (87.5%) землетрясений попало в область ожидания  $S_{\text{ож}}$ , а 3 (12.5%) события в области, где сейсмическая активность не превышала фоновый уровень (пропуск цели). Средняя вероятность  $P(D_1|E)$  наступления землетрясения в области ожидания  $S_{\text{ож}}$  составила  $\sim 0.78$ . Средняя вероятность  $P(D_1|E)$ , при которой землетрясение произошло вне области ожидания  $S_{\text{ож}}$  составила  $\sim 0.67$ .

Число землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ , перед наступлением которых наблюдался комплекс ионосферных возмущений, описанный в 3.2, составило 19 (79%) (в таблице 3.12 они отмечены знаком "+"), при этом 16 (66.7%) из них произошли в области ожидания  $S_{\text{ож}}$ . Из этих 16 сейсмических событий для 15 землетрясений вероятность  $P(D_1|E)$  их наступления в области ожидания  $S_{\text{ож}}$  превышала 70%. Перед наступлением пяти землетрясений комплекс ионосферных возмущений не был выявлен или наступил после того, но в те же сутки, что и произошло землетрясение, как, например, для события 23.05.2018 г. с  $K_S = 14.2$  (Приложение Б, рисунок Б.40). Карты областей ожидания сейсмических событий, представленных в таблице 3.12, и ионосферные предвестники, предшествующие наступлению этих землетрясений представлены в Приложении Б данной работы на рисунках Б.1–Б.48).

Таблица 3.12 – Список прогнозируемых землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$  за период 2009–2018 гг.

№	Дата ЗТ	Время ЗТ	$K_S$	$S_i$	Сейсм. предв. $\xi_P$		Ионосферные предвестники
					$P(D_1 E)$	$S_{ож}$	
1	30.07.2010	03:56:10	14.1	$S_5$	0.65	+	–
2	20.02.2011	21:43:22	14.1	$S_{11}$	0.57	+	+
3	15.10.2012	01:18:58	13.5	$S_4$	0.58	–	+
4	28.02.2013	14:05:48	15.2	$S_1$	0.7	+	+
5	01.03.2013	12:53:49	14.2	$S_1$	0.71	+	+
	01.03.2013	13:20:48	15.1				
6	04.03.2013	20:56:33	13.6	$S_1$	0.72	+	+
7	09.03.2013	14:56:27	13.7	$S_1$	0.72	+	–
8	24.03.2013	04:18:33	13.8	$S_4$	0.51	–	+
9	19.04.2013	19:58:37	13.8	$S_1$	0.72	+	+
10	20.04.2013	13:12:46	14.8	$S_1$	0.73	+	+
11	19.05.2013	18:44:07	13.7	$S_6$	0.89	+	+
	19.05.2013	22:40:22	13.5	$S_5$			
12	21.05.2013	01:55:03	13.6	$S_6$	0.89	+	+
	21.05.2013	03:08:16	13.9	$S_5$			
	21.05.2013	05:43:16	14.4				
13	12.11.2013	07:03:48	15.3	$S_9$	0.94	+	+
14	19.02.2015	16:32:45	13.8	$S_5$	0.94	+	+
15	20.03.2016	22:50:16	14.9	$S_{10}$	0.75	–	+
16	14.04.2016	03:06:07	13.9	$S_7$	0.75	+	+
17	25.11.2016	07:26:21	13.5	$S_7$	0.75	+	+
18	22.12.2017	14:44:16	14.2	$S_7$	0.76	+	+
19	25.01.2018	02:10:30	14.0	$S_{12}$	0.76	+	–
20	23.05.2018	01:37:44	14.2	$S_9$	0.77	+	–
21	06.07.2018	01:40:03	14.9	$S_3$	0.88	+	+
22	14.11.2018	21:21:49	15.0	$S_9$	0.81	+	+
23	20.12.2018	17:01:53	16.1	$S_{12}$	0.82	+	+
24	24.12.2018	12:41:18	14.6	$S_{12}$	0.82	+	–

Из вышеизложенного следует, что совместный анализ поведения рассмотренных в работе предвестников перед наступлением 24 сейсмических событий с  $K_S \geq 13.5$  показал, что 15 (62.5%) из них произошли в области ожидания  $S_{\text{ож}}$  с вероятностью наступления  $P(D_1|E) \geq 0.7$ , определённых на основе параметра  $\xi_P$ , при этом на временном интервале до пяти суток, предшествующему наступлению этих сейсмических событий, был идентифицирован комплекс ионосферных возмущений.

В общем виде методику определения области и временного периода наступления сейсмического события с  $K_S \geq 13.5$  ( $M \geq 6.0$ ) на основе совместного анализа сейсмического параметра  $\xi_P$  и комплекса ионосферных предвестников можно представить следующим образом [Богданов, Павлов, 2020]:

- 1) Вычисление сейсмического параметра  $\xi_P$  для каждой области  $S_i$  сейсмоактивного региона на основе формул (2.4) и (2.9).
- 2) Вычисление периодов ожидания землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  при превышении параметром  $\xi_P$  заданных уровней тревоги.
- 3) На основе анализа значений  $\xi_P$  определение области ожидания  $S_{\text{ож}}$  и вычисление по (2.14) условной вероятности  $P(D_1|E)$  наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  в данной области. Если  $P(D_1|E) \geq 0.7$ , то объявляется период ожидания сильного землетрясения  $\tilde{T}_{\text{ож}} = \frac{1}{l} \sum_{j=1}^l T_j^{\text{ож}}$ , где  $l$  – число областей, в которых идентифицированы аномальные значения параметра  $\xi_P$ ,  $T_j^{\text{ож}}$  – период ожидания землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  в ячейке  $S_j$ ,  $j = \overline{1, l}$ .
- 4) Обработка ионограмм и определение ионосферных возмущений. Оценка прогностической эффективности ионосферных параметров.
- 5) Если в течении  $\tilde{T}_{\text{ож}}$  на временном интервале  $\Delta T = 5$  суток обнаружено появление как минимум трёх из четырёх рассматриваемых ионосферных параметров (К-слой, спорадический слой Es типа r, превышение значений критической частоты foF2 ионосферного слоя F2 над медианными значениями в периоды возмущённого состояния магнитосферы, расслоение слоя F2 по частоте), то объявляется период ожидания сильного землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  длительностью  $T_{\text{ож}} = 5$  суток.

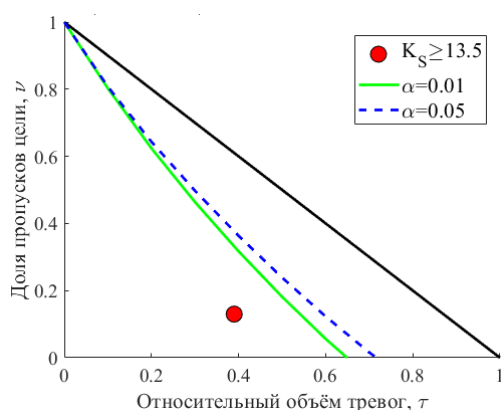
Эффективность прогноза сейсмических событий с  $K_S \geq 13.5$  при совместном анализе сейсмического параметра  $\xi_P$  (при значениях условной вероятности наступления землетрясений  $P(D_1|E) \geq 0.7$ ) и комплекса ионосферных предвестников в весенние и осенние сезоны за период 2013–2018 гг. и за полный период 2015–2018 гг. представлены в таблице 3.13 и рисунке 3.23.

Согласно результатам оценки прогностической эффективности рассматриваемой методики, при прогнозировании землетрясений с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , значения эффективности  $J_G$  составили 2.25 и 2.74 для периодов  $T_1$  и  $T_2$  соответственно. Таким образом,

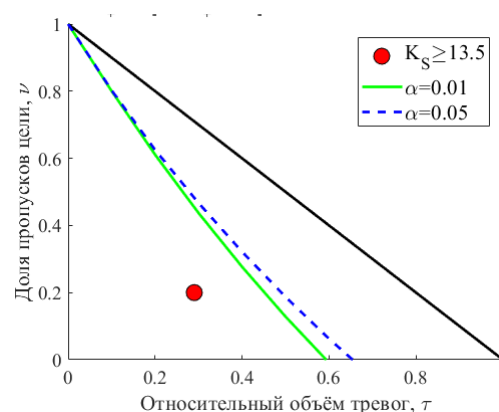
прогноз по данной методике статистически значим и более чем в 2 раза отличается от случайного угадывания. Значения эффективности  $J_M$  за периоды  $T_1$  и  $T_2$  составили соответственно 0.48 и 0.51, а на диаграммах ошибок (рисунок 3.22) значения  $(\tau, \nu)$ , полученные для диапазона  $K_S \geq 13.5$  лежат под нижней границей 99% доверительного интервала, что указывает на наличие статистически значимой связи рассматриваемого комплекса предвестников с землетрясениям данного диапазона энергетического класса.

Таблица 3.13– Прогностическая эффективность методики на основе совместного анализа сейсмического параметра  $\xi_P$  и комплекса ионосферных предвестников

Временной период	$N_+$	$N_-$	$N$	$n(A_E)_+$	$n(A_E)_-$	$n(A_E)$	$V$	$R$	$J_G$	$\tau$	$\nu$	$J_M$
$T_1$	13	2	15	11	67	78	0.14	0.87	2.25	0.39	0.13	0.48
$T_2$	8	2	10	8	61	69	0.12	0.8	2.74	0.29	0.2	0.51



а)



б)

Рисунок 3.23– Диаграммы ошибок для методики на основе совместного анализа сейсмического и комплекса ионосферных предвестников для ЗТ с  $K_S \geq 13.5$  за периоды: а)  $T_1 = 2013–2018$  гг. (весна, осень); б)  $T_2 = 2015–2018$  гг.

Так как данная работа подготовлена по результатам наблюдений, проведенных до 2018 г. включительно, то в дополнение к основным результатам можно добавить, что в начале 2020 г. на восточном побережье Камчатки произошли три крупных сейсмических события с  $M > 6.0$ , для которых был дан прогноз по представленной в данной работе методике.

Землетрясение 22.01.2020 г. 11:04 UTC с координатами  $\varphi = 54.74^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 161.85^\circ$  в.д.,  $h = 83$  км, энергетическим классом  $K_S = 14.3$  ( $M = 6.4$ ) произошло в ячейке  $S_9$  (рисунок 3.24),

вошедшей в расчётную область ожидания  $S_{ож}$ . Вероятность наступления землетрясения в области ожидания  $S_{ож}$  составила  $P(D_1|E) = 0.95$ .

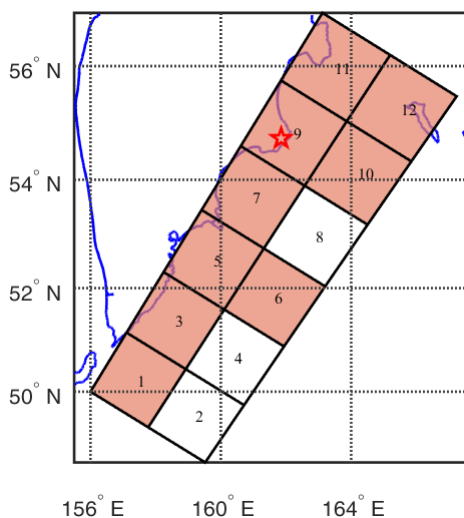


Рисунок 3.24 – Карта областей ожидания землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ , построенная на 22.01.2020 г.

В течение трёх суток до наступления сейсмического события произошли три из четырёх рассматриваемых в данной методике ионосферных возмущений (таблица 3.14): 19.01.2020 г. на высоте 190 км и 20.01.2020 г. на высоте 170 км наблюдалось образование К-слоя, 21.01.2020 г. наблюдалось формирование спорадического слоя Es типа r, с 19.01.2020 по 22.01.2020 г. наблюдалось расслоение F2 по частоте (режим V). За период 19.01.2020–22.01.2020 гг. сохранялась спокойная геомагнитная обстановка, суммарные суточные значения К-индекса не превышали 7.

Таблица 3.14 – Периоды ионосферных возмущений по UT за 19.01.2020–22.01.2020 гг.

Ион. предв.	19.01.2020	20.01.2020	21.01.2020	22.01.2020
К-слой	07:30	07:00		
Es типа r			12:15-12:30; 19:00	12:15; 14:30-17:00
Расслоение F2 (V)	00:15- 01:30;04:30;05:00;12:00; 12:30;20:00	02:15;03:15;04:45;08:30- 08:45;11:15;13:45-15:45	00:45;01:30;14: 30-14:45;22:00	01:15;04:00 ;05:30

Землетрясение 20.02.2020 г. 18:57 UT, с координатами  $\varphi = 53.44^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 160.92^\circ$  в.д.,  $K_S = 14.3$  ( $M = 6.4$ ),  $h = 52$  км. произошло в ячейке  $S_7$  (рисунок 3.25), входящей в расчётную область ожидания  $S_{ож}$ . Вероятность наступления землетрясения в области ожидания  $S_{ож}$  составила  $P(D_1|E) = 0.95$ . В течение периода 1-5 суток до наступления землетрясения был выявлен весь комплекс ионосферных возмущений (таблица 3.15): 15, 17, 18 и 19 февраля 2020 г. наблюдалось

формирование К-слоя; 15, 16 и 18 февраля наблюдалось образование спорадического слоя Es типа r; 18.02.2020 г. на фоне повышенной геомагнитной активности ( $\sum K = 20$ ) наблюдалось превышение значений параметра  $\Delta f_oF2/f_{med}$  уровня 20% (рисунок 3.26); с 15.01.2020 по 22.02.2020 г. наблюдалось расслоение F2 по частоте (режим V).

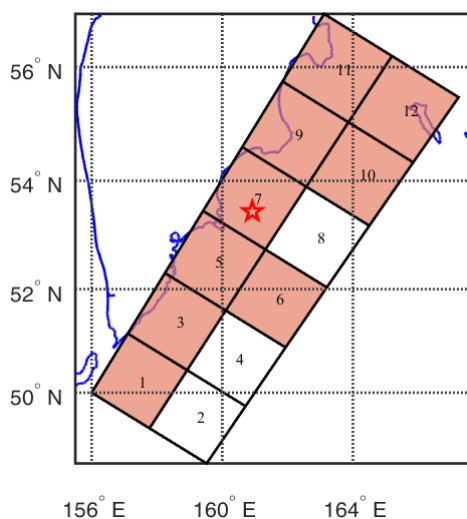


Рисунок 3.25 – Карта областей ожидания землетрясений с  $K_s \geq 13.5$ , построенная на 20.02.2020 г.

Таблица 3.15 – Периоды ионосферных возмущений по UT за 15.02.2020–20.02.2020 гг.

Ион. предв.	15.02.2020	16.02.2020	17.02.2020	18.02.2020	19.02.2020	20.02.2020
К-слой	12:15		10:45; 13:30-14:15	12:45- 13:45;16:45- 18:15	08:15;11:00; 13:30-14:15	
Es типа r	16:45	08:00-09:00		14:00-14:30; 16:45		12:45-13:00; 16:00-17:00
Рассл. F2 (V)	00:15-00:30; 05:00; 22:00	15:00	00:15;00:45; 05:15; 21:00;21:30	01:00; 02:15-02:45; 04:15; 06:00	7:00	03:30-03:45; 05:45

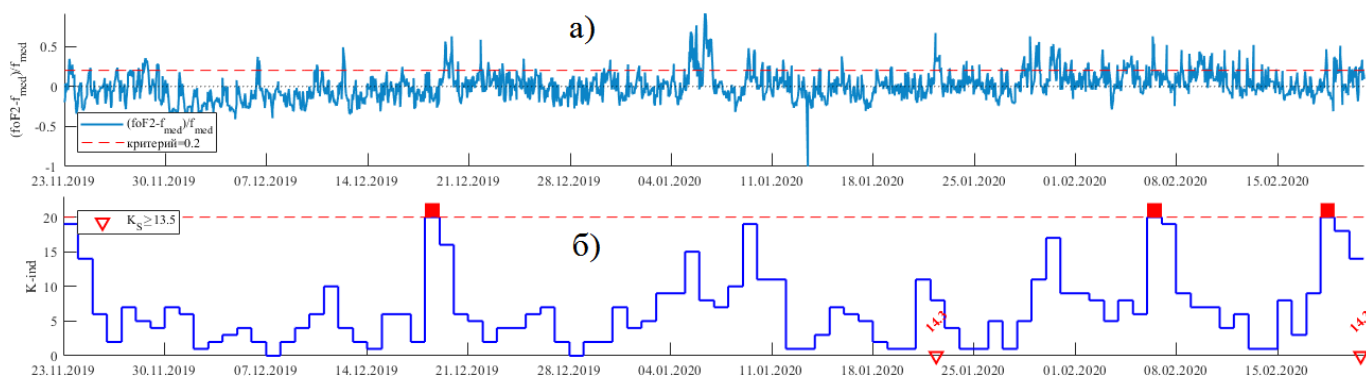


Рисунок 3.26 – Временные графики за период 21.12.2019–20.02.2020 гг.: а) часовых значений

параметра  $\Delta f_oF2/f_{med}$ ; б) суммарных суточных значений индекса геомагнитной активности  $K$

Землетрясение 25.03.2020 г. 02:49 UT,  $\varphi = 49.13^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 158.15^\circ$  в.д.,  $K_S = 16.9$  ( $M = 7.7$ ), глубина 46 км. Данное сейсмическое событие произошло на границе исследуемого района, вблизи площади  $S_1$ , входившей в расчётную область ожидания  $S_{ож}$ . Вероятность наступления землетрясения в области ожидания  $S_{ож}$  составила  $P(D_1|E) = 0.99$  (рисунок 3.27), при этом за двое суток (23.03.2020 г.) до наступления землетрясения наблюдались три ионосферных возмущения (таблица 3.16), входящих в комплекс рассматриваемых ионосферных предвестников: К-слой, спорадический слой Es типа г, расслоение F2 по частоте (режим V). Следует отметить, что 23.03.2020 г. наблюдалось усиление геомагнитной активности, при которой суммарные значения К-индекса за сутки составили  $\sum K = 19$ .

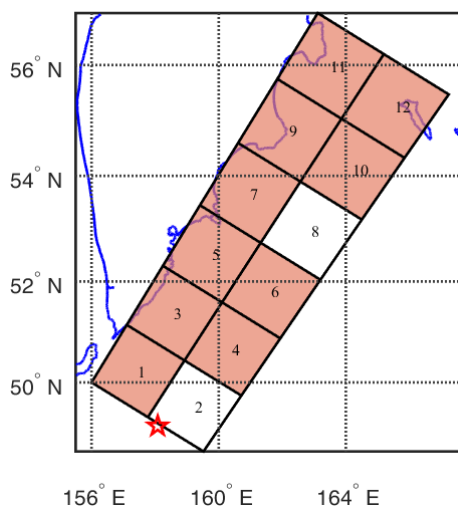


Рисунок 3.27 – Карта областей ожидания землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ , построенная на 20.03.2020 г.

Таблица 3.16 – Периоды ионосферных возмущений по UT за 20.03.2020–25.03.2020 гг.

Ион. предв.	20.03.2020	21.03.2020	22.03.2020	23.03.2020	24.03.2020	25.03.2020
К-слой				09:30		
Es типа г	10:00-12:00			14:15-16:30		
Расслоение F2 (V)	01:00	02:30;04:15; 22:15	01:45-02:00; 02:30	02:15;05:45; 16:15	01:00; 01:30	01:30

Таким образом, за 3-5 суток перед наступлением трёх сильных сейсмических событий с  $M \geq 6.0$ , произошедших с января по март 2020 г. у восточного побережья Камчатки, наблюдались как минимум 3 из 4 ионосферных параметра из комплекса ионосферных предвестников. Кроме



того, два сейсмических события произошли в области ожидания  $S_{ож}$ , определённой по параметру  $\xi_P$ , а одно событие – на границе с областью  $S_{ож}$ .

### Выводы по главе 3

1. Проведена оценка прогностической эффективности ионосферных параметров Камчатского региона для землетрясений с энергетическими классами  $K_S \geq 11.5$ ,  $K_S \geq 12.5$ ,  $K_S \geq 13.5$  и  $K_S \geq 14.5$  за период 2013–2018 гг. в весенние и осенние сезоны при заданном периоде ожидания  $T_{ож}=5$  суток. Выделены ионосферные параметры, обладающие наибольшими значениями эффективности  $J_G$  и  $J_M$ : К-слой, Es типа r, превышение значений критической частоты foF2 ионосферного слоя F2 над медианными значениями в периоды возмущённого состояния магнитосферы и расслоение F2 по частоте (режим V).
2. Проведена оценка прогностической эффективности алгоритма на основе комплекса этих ионосферных параметров. Полученные значения эффективности  $J_G$  показывают, что прогноз землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  по данной методике статистически значим и в 2 раза отличается от случайного угадывания, при этом значения  $(\tau, \nu)$  на диаграммах ошибок лежат под нижней границей 99% доверительного интервала, что можно интерпретировать как высокую степень надежности выявленной связи рассматриваемого комплекса ионосферных предвестников с землетрясениям энергетического класса  $K_S \geq 13.5$ .
3. Представлена методика определения области и временного периода наступления сейсмического события с  $K_S \geq 13.5$  ( $M \geq 6.0$ ) на основе совместного анализа сейсмического параметра  $\xi_P$  и комплекса ионосферных предвестников. Ретроспективный анализ, проведённый по данной методике для 24 сейсмических событий с  $K_S \geq 13.5$ , произошедших в Камчатском регионе за 2009–2018 гг. показал, что 62.5% из них произошли в области ожидания  $S_{ож}$ , в которой их вероятность наступления была  $P(D_1|E) \geq 0.7$ . При этом на временном интервале до пяти суток, предшествующему наступлению этих сейсмических событий, был идентифицирован комплекс ионосферных возмущений. Эффективность представленной методики определения области и возможного периода наступления сейсмических событий с  $K_S \geq 13.5$  при совместном анализе сейсмического параметра  $\xi_P$  (при значениях условной вероятности наступления землетрясений  $P(D_1|E) \geq 0.7$ ) и комплекса ионосферных предвестников, вычисленная для весенних и осенних сезонов 2013–2018 гг. и за полный период 2015–2018 гг. показывает, что прогноз по данной методике статистически значим и более чем в 2 раза отличается от случайного угадывания. Диаграммы ошибок,

построенные для данной методики, показывают высокую степень надёжности выявленной связи рассматриваемого комплекса предвестников с землетрясениям с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ .

4. Совместный анализ параметра  $\xi_P$  и ионосферных предвестников, применённый к трём крупным камчатским сейсмическим событиям с  $M \geq 6.0$ , произошедшим с января по март 2020 г. показал, что за 3-5 суток перед наступлением всех событий наблюдались как минимум 3 из 4 ионосферных параметра из комплекса ионосферных предвестников. Кроме того, два сейсмических события произошли в области ожидания  $S_{ож}$ , определённой по параметру  $\xi_P$ , а одно событие – на границе с областью  $S_{ож}$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных в работе исследований получены следующие основные результаты:

- 1) На основе вероятностного представления каталога землетрясений п-ва Камчатка и вычисленного распределения вероятностей  $P(A)$  случайного события  $A$  получен сейсмический прогностический признак  $\xi_p$ . Анализ параметра  $\xi_p$  в 12 областях с размерами  $150 \times 150$  км за период 1962–2018 гг. показал, что относительное число сейсмических активизаций и затиший, предшествовавших наступлению землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  составило 42%, при этом выделенные аномалии сейсмического режима предшествовали 80% землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ . Период ожидания землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  при идентификации аномалий сейсмических активизаций и затиший по параметру  $\xi_p$  составил  $2.59 \pm 2.91$  лет. Эффективности прогноза  $J_G=1.66$  и  $J_M=0.32$  позволяет считать данный прогностический признак информативным и использовать в алгоритмах прогноза землетрясений.
- 2) Были построены среднесрочные карты ожидания и вычислены условные вероятности  $P(D_1|E)$  наступления для 24 землетрясений и их групп с  $K_S \geq 13.5$ , произошедших за период 2009–2018 гг. в рассматриваемом сейсмоактивном районе, на основе анализа аномальных значений параметра  $\xi_p$  и Байесовского подхода. Ретроспективный анализ показал, что 87.5% сейсмических событий произошло в области  $S_{ож}$ , при этом вероятность  $P(D_1|E)$  наступления землетрясения в области  $S_{ож}$  составила  $0.79 \pm 0.1$ . Эффективность данной методики при значении условной вероятности  $P(D_1|E) = 0.7$  для землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  составила  $J_G=1.77$ .
- 3) Впервые для Камчатского региона произведена оценка прогностической эффективности ионосферных параметров. Наиболее информативными, т.е. с наибольшими значениями параметров  $J_G$  и  $J_M$ , являются следующие ионосферные параметры: К-слой, спорадический слой Es типа r, критическая частота foF2 ионосферного слоя F2 и расслоение F2 по частоте (режим V). Ретроспективный анализ алгоритма на основе комплекса этих ионосферных параметров показал, что прогноз землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  по данной методике статистически значим и более чем в 2 раза отличается от случайного угадывания (для весенних и осенних периодов 2013–2018 гг. эффективность  $J_G=2.09$ , для всего периода 2015–2018 гг. эффективность  $J_G$  составила 2.53).

- 4) Привлечение ионосферных предвестников позволяет более точно идентифицировать возможный период наступления землетрясений. Совместный анализ карт распределения аномальных значений параметра  $\xi_p$  и комплекса ионосферных параметров перед наступлением 24 землетрясений с  $K_S \geq 13.5$ , произошедших за период 2009–2018 гг. в рассматриваемом сейсмоактивном районе показал, что 62.5% землетрясений произошли в области ожидания  $S_{ож}$  с вероятностью  $P(D_1|E) \geq 0.7$ , при этом за 1-5 суток до их наступления наблюдался комплекс ионосферных возмущений. Оценка прогностической эффективности методики при значении условной вероятности  $P(D_1|E) \geq 0.7$  и комплекса ионосферных параметров для землетрясений с  $K_S \geq 13.5$  показала, что прогноз статистически значим и более чем в 2 раза отличается от случайного угадывания, при этом использование ионосферных предвестников позволяет увеличить эффективность прогноза по сравнению с прогнозом только по сейсмическому предвестнику  $\xi_p$ .
- 5) Разработаны численные алгоритмы и программное обеспечение для оценки эффективности рассматриваемых в работе прогностических признаков, оценки вероятности, области и периода ожидания землетрясения на основе анализа аномальных значений параметра  $\xi_p$  и метода Байеса.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко, Г.П. Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы / Г.П. Авдейко, С.В. Попруженко, А.А. Палуева // Геотектоника. – 2002. – № 4. – С. 64-80.
2. Андреева, Е.С. Фазоразностная томография ионосферы / Е.С. Андреева, В.Е. Куницын, Е.Д. Терещенко // Геомагнетизм и аэрономия. – 1992. – Т.32, №1. – С. 104-110.
3. Аномальное поведение ионосферных параметров накануне и после серии землетрясений 28.02–01.03.2013г. / В.В. Богданов, А.В. Кайсин, А.В. Павлов и др. // Сильные камчатские землетрясения 2013 года / колл. монография под. ред. В.Н. Чеброва. – Петропавловск-Камчатский: Холд. комп. «Новая книга», 2014. – С.127–136.
4. Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы / С.А. Пулинец, В.В. Хегай, К.А. Боярчук, А.Н. Ломоносов // УФН. – 1998. – Т. 168, № 5. – С. 582-589.
5. Афраймович, Э.Л. Морфология и динамика изолированных ионосферных неоднородностей по данным глобальной сети GPS / Э.Л. Афраймович, Э.И. Астафьева // Солнечно-земная физика. – 2003. – Вып. 3. – С. 50-60.
6. Бирфельд, Я.Г. Об ионосферно-сейсмической связи и возможности использования для ионосферного прогнозирования землетрясений / Я.Г. Бирфельд // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. – М.: Наука, 1974. – С. 200-202.
7. Богданов, В.В. Вероятностная интерпретация закона повторяемости землетрясений на примере Камчатского региона / В.В. Богданов // ДАН. – 2006. – Т 408, № 3 – С. 393-397.
8. Богданов, В.В. Вероятностная модель сейсмичности на примере каталога Камчатских землетрясений / В.В. Богданов, А.В. Павлов, А.Л. Полюхова // Вулканология и сейсмология. – 2010. – № 6. – С. 52-64.
9. Богданов, В.В. Динамика поведения ионосферных параметров накануне землетрясений в периоды 28.02.-01.03.2013 г и 19.05-24.05.2013 г / В.В. Богданов, А.В. Павлов // Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки. – 2018. – № 2 (22). – С. 85–99.
10. Богданов, В.В. Исследование в геосферных оболочках динамических процессов, инициированных солнечным и литосферным воздействием: дис. ... д-ра физ.-мат. наук: 25.00.29 / Богданов Вадим Васильевич. – с. Паратунка, Камчатский край. 2008. – 265 с.
11. Богданов, В.В. Оценка прогностической эффективности параметров вероятностной модели сейсмического режима / В.В. Богданов, А.В. Павлов // Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки. – 2017. – № 1 (17). – С. 54-67.

12. Богданов, В.В. Построение на основе сейсмических и ионосферных прогностических признаков методики оценки области и временного периода ожидания сильных камчатских землетрясений / В.В. Богданов, А.В. Павлов // Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки. – 2020. – Т. 30, № 1. – С.59-78.
13. Богданов, В.В. Расчёт параметров сейсмического режима на основе вероятностной модели каталога землетрясений Камчатского региона / В.В. Богданов, А.В. Павлов // Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки. – 2016. – № 4 (15). – С. 36-42.
14. Богданов, В.В. Рекуррентные соотношения расчёта параметров сейсмического режима на основе вероятностной интерпретации закона повторяемости / В.В. Богданов, А.В. Павлов, А.Л. Полюхова // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. – 2012. – № 1. – С. 44-48.
15. Брюнелли, Б.Е. Физика ионосферы / Б.Е. Брюнелли, А.А. Намгаладзе // М.: Наука, 1988. – 528 с.
16. Вентцель, Е.С. Теория вероятностей / Е.С. Вентцель – М.: Высшая школа, 1999. – 576 с.
17. Возбуждение колебаний атмосферы сейсмогравитационными колебаниями Земли/ С.В. Гармаш, Е.Н. Линьков, Л.Н. Петрова, Г.Н. Швед // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1989. – Т. 35, № 12. – С. 1290-1299.
18. Гайский, В.Н. Статистические исследования сейсмического режима / В.Н. Гайский – М.: Наука, 1970. – 125 с.
19. Гершман, Б.Н. Механизмы образования ионосферного спорадического слоя Es на различных широтах / Б.Н. Гершман, Ю.А. Игнатъев, Г.Х. Каменецкая – М.: Наука, 1976. – 108 с.
20. Гогатишвили, Я.М. Геомагнитные предвестники интенсивных землетрясений в спектре геомагнитных пульсаций с частотами 10.002 Гц / Я.М. Гогатишвили // Геомагнетизм и аэрономия. – 1984. – Т. 24, № 4. – С. 687-700.
21. Гохберг, М.Б. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу / М.Б. Гохберг, С.Л. Шалимов – М.: ИФЗ РАН, 2004. – 222 с.
22. Гохберг, М.Б. Наблюдения со спутника электромагнитного излучения над эпицентральной областью готовящегося землетрясения / М.Б. Гохберг, В.А. Пилипенко, О.А. Похотелов // Доклады АН СССР. – 1982. – Т. 268, № 1. – С. 56-58.
23. Гохберг, М.Б. О влиянии нестабильного выхода парниковых газов в сейсмически активных регионах на ионосферу / М.Б. Гохберг, А.К. Некрасов, С.Л. Шалимов // Физика Земли. – 1996. – № 8. – С. 52–55.
24. Гохберг, М.Б. О сейсмических предвестниках в ионосфере / М.Б. Гохберг, В.А. Пилипенко, О.А. Похотелов // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1983. – № 10. – С. 17-21.
25. Гохберг, М.Б. Сейсмoeлектромагнитные явления / М.Б. Гохберг, В.А. Моргунов, О.А. Похотелов – М.: Наука, 1988. – 173 с.

26. Гусев, А.А. Определение гипоцентров близких землетрясений Камчатки на ЭВМ / А.А. Гусев // Вулканология и сейсмология. – 1979. – № 1. – С. 74–81.
27. Гусев, А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности. / А.А. Гусев // Сейсмичность и сейсмические прогнозы, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом Камчатки. – Новосибирск: Наука, 1974. – С. 109-119.
28. Гусев, Г.А. Вероятностная феноменологическая сейсмодинамика. Основные принципы. / Г.А. Гусев, И.Л. Гуфельд // ДАН. – 1996. – Т. 349, № 1. – С. 100-103.
29. Давиденко, Д.В. Диагностика ионосферных возмущений над сейсмоопасными регионами: дис. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.29 / Давиденко Дмитрий Валерьевич. – Москва, 2013. – 147 с.
30. Добровольский, И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения / И.П. Добровольский – М.: ФИЗМАЛИТ, 2009. – 240 с.
31. Добровольский, И.П. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. / И.П. Добровольский, С.И. Зубков, В.И. Мячкин // Моделирование предвестников землетрясений. – М.: Наука. 1980. – с.7-44.
32. Долгосрочный прогноз землетрясений (методические рекомендации) / под ред. М.А. Садовского – М.: ИФЗ АН СССР, 1986. – 128 с.
33. Дрознин, Д.В. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS/ Д.В. Дрознин, С.Я. Дрознина // Сейсмические приборы. – М.: ИФЗ РАН, 2010. – Т. 46, № 3. – С. 22-34.
34. Журков, С.Н. Кинетическая концепция прочности твёрдых тел / С.Н. Журков // Вестник АН СССР. – 1968. – Вып. 3. – С. 46-52.
35. Журков, С.Н. О прогнозировании разрушения горных пород / С.Н. Журков, В.С. Куксенко, В.А. Петров // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1977. – № 6. – С. 11-18.
36. Завьялов, А.Д. Наклон графика повторяемости как предвестник сильных землетрясений на Камчатке / А.Д. Завьялов // Прогноз землетрясений – Душанбе: Дониш, 1984. – № 5. – С. 173-184.
37. Завьялов, А.Д. Параметр концентрации сейсмогенных разрывов как предвестник сильных землетрясений на Камчатке / А.Д. Завьялов // Вулканология и сейсмология. – 1986. – № 3. – С. 58-71.
38. Завьялов, А.Д. Ретроспективный тест алгоритма КОЗ для Западной Турции / А.Д. Завьялов // Физика Земли. – 2003. – № 11. – С. 29-41.
39. Завьялов, А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений / А.Д. Завьялов – М.: Наука, 2006. – 254 с.
40. Землетрясения Камчатки и Командорских островов / Е.И. Гордеев, В.И. Левина, В.Н. Чебров и др. // Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. – М.: ГС РАН, 1999. – С. 102-114.

41. Зубков, С.И. Предвестники землетрясений / С.И Зубков – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 140 с.
42. Иванов-Холодный, Г.С. Ионосфера / Г.С. Иванов-Холодный // Большая советская энциклопедия : в 30 т.– 3-е изд.– М.: Советская энциклопедия, 1972. – Т. 10. – С. 379-381.
43. Имянитов, И.М. Современное состояние исследований атмосферного электричества / И.М. Имянитов, К.С. Шифрин // УФН. – 1962 – Т. 76, Вып. 4. – С. 593-642.
44. Карты ожидаемых землетрясений основанные на комплексе сейсмологических признаков / Г.А. Соболев, Т.Л. Челидзе, А.Д. Завьялов и др. // Известия АН СССР, Физика Земли, 1990. – № 11. – С. 45-56.
45. Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов [Электронный ресурс] // Камчатский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук", Петропавловск-Камчатский, 2000-2020.– URL: <http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/catalogue/catalogue.php>.
46. Кейлис-Борок, В.И. Долгосрочные сейсмологические предвестники сильных землетрясений в Калифорнии-Сьерра-Неваде, Новой Зеландии, Японии и Аляске / В.И Кейлис-Борок, Л. Кнопов, И.М Ротвайн // Методы и алгоритмы интерпертации сейсмологических данных (Вычислительная сейсмология). – М.: Наука. – 1980. – Вып. 13. – С. 3-11.
47. Кейлис-Борок, В.И. Периоды повышения вероятности возникновения для сильнейших землетрясений мира / В.И. Кейлис-Борок, В.Г. Кособоков // Математические методы в сейсмологии и геодинамике (Вычислительная сейсмология). – М.: Наука – 1986. – Вып. 19. – С. 48-58.
48. Колмогоров, А.Н. Основные понятия теории вероятностей / А.Н Колмогоров. – М.: Наука, 1974. – 120 с.
49. Комплекс долгосрочных сейсмологических предвестников. Калифорния и некоторые другие регионы./ К. Ален, В.И. Кейлис-Борок, И.М. Ротвайн и др. // Математические методы в сейсмологии и геодинамике (Вычислительная сейсмология). – М.: Наука, 1986. – Вып. 19. – С. 23-37.
50. Корсунова, Л.П. Об эффективности метода поиска ионосферных предвестников землетрясений по параметрам спорадического слоя E и регулярного слоя F2 / Л.П. Корсунова, В.В. Хегай // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: сб. докл. VI международной конференции, 9-13 сентября 2013 г., с. Паратунка, Камчатский край. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2013. – 414-419 с.
51. Корсунова, Л.П. Сейсмоионосферные эффекты сильных коровых землетрясений в Тихоокеанском регионе / Л.П. Корсунова, В.В. Хегай // Геомагнетизм и Аэрономия. – 2005. – Т. 45, № 5 – С. 665-671.



52. Кособоков, В.Г. Локализация среднесрочного прогноза землетрясений / В.Г. Кособоков, В.И. Кейлис-Борок, С.У. Смит // Доклады АН СССР. –1990. – Т. 312, № 2. – С. 326-331.
53. Кособоков, В.Г. Прогноз землетрясений: основы, реализация, перспективы / В.Г. Кособоков // Прогноз землетрясений и геодинамические процессы (Вычислительная сейсмология). – М.: ГЕОС, 2005. – Часть I. – Вып. 36 – 179 с.
54. Кринберг, И.А. Ионосфера и плазмосфера / И.А. Кринберг, А.В. Тацилин – М.: Наука, 1984. – 240 с.
55. Кузин, И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки / И.П. Кузин. – М.: Наука, 1974. – 145 с.
56. Ландер, А.В. Парадоксы очага Олюторского землетрясения 2006 г. – глубинная структура и динамика / А.В. Ландер, Т.К. Пинегина // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: сб. трудов Второй региональной научно-технической конференции, 11–17 октября 2009 г., Петропавловск-Камчатский; под ред. В.Н. Чеброва. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 131-135.
57. Леглер, В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит / В.А. Леглер // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). – М.: Институт океанологии АН СССР, 1977. – С. 137-169.
58. Лемзиков, В.К. Энергетическая классификация близких Камчатских землетрясений по уровню кода-волн / В.К. Лемзиков, А.А. Гусев // Вулканология и сейсмология. – 1989. – № 4. – С. 83-97.
59. Ли, Х. Некоторые аномальные явления в ионосфере перед крупными землетрясениями в Китае / Х. Ли, Д. Лю, С. Сун; перевод с китайского № - 05703, Киевская редакция ВЦП // Сибей Дичжень Сюэбао. – 1984. – Т. 6, №3 – с. 1-11.
60. Линьков, Е.М. Сейсмогравитационные пульсации Земли и возмущения атмосферы как возможные предвестники сильных землетрясений / Е.М. Линьков, Л.Н. Петрова, К.С. Осипов // Доклады АН СССР. – 1990 – Т. 313, № 3. – С. 239-258.
61. Липеровский В.А. Ионосферные предвестники землетрясений / В.А. Липеровский, О.А. Похотелов, С.Л. Шалимов. – М.: Наука, 1992. – 304 с.
62. Ляцкий, В.Б., Магнитосферно-ионосферное взаимодействие / В.Б. Ляцкий, Ю.П. Мальцев. – М.: Наука, 1983. – 192 с.
63. Мамадалиев, Ю. А. Об исследовании параметров сейсмического режима во времени и пространстве / Ю. А. Мамадалиев // Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. – Фрунзе: Илим, 1964. – С. 93-104.
64. Мелкофокусные землетрясения п-ва Камчатка/ Е.И. Гордеев, А.А. Гусев, В.И. Левина и др. // Вулканология и сейсмология. – 2006. – № 3. – С. 28-38.

65. Методика расчета карт ожидаемых землетрясений по комплексу прогностических признаков / А.Д. Завьялов, Л.Б. Славина, В.Ю. Васильев, В.В. Мячкин – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – С. 1-40.
66. Михайлова, Р.С. Динамика развития областей сейсмических затиший и прогноз сильных землетрясений / Р.С. Михайлова // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1980. – № 10. – С. 12-22.
67. Моги, К. Предсказание землетрясений / К. Моги. – М.: Мир, 1988. – 382 с.
68. Молчан, Г.М. Целевой подход к проблеме идентификации афтершоков / Г.М. Молчан, О.Е. Дмитриева // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М.: ИФЗ РАН, 1993. – Вып. 1. – С. 62-69.
69. Молчанов, О.А. Прохождение электромагнитных полей от сейсмических источников в верхнюю ионосферу Земли / О.А. Молчанов // Геомагнетизм и аэронавигация. – 1991. – Т. 31, № 1. – С. 111-119.
70. Мячкин, В.И. Процессы подготовки землетрясений / В.И. Мячкин. – М.: Наука, 1978. – 231 с.
71. Наблюдения на спутнике “Интеркосмос-19” ОНЧ-излучений, связанных с сейсмической активностью / В.И. Ларкина, А.В. Наливайко, Н.И. Гершензон и др. // Геомагнетизм и аэронавигация. – 1983. – Т. 23, № 5. – С. 842-846.
72. Никифорова, Н.Н. Каталог импульсных электромагнитных предвестников землетрясений / Н.Н. Никифорова, С.И. Зубков, Н.Э. Васильева. – М.: Институт физики Земли АН СССР, 1991. – 128 с.
73. Обзор моделей литосферно-ионосферных связей в периоды подготовки землетрясений / В.М. Сорокин, В.М. Чмырев, О.А. Похотелов, В.А. Липеровский // Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических наземно-космических методов – М.: ОИФЗ РАН, 1998. – С. 64-87.
74. Обнаружение эффектов воздействия землетрясений на ОНЧ-КНЧ шумы во внешней ионосфере / В.В. Мигулин, В.И. Ларкина, О.А. Молчанов и др. // Препринт ИЗМИРАН. — 1982. — Т. 25, № 290. – 28 с.
75. О влиянии солнечной активности на атмосферные и сейсмические процессы Камчатки / В.В. Богданов, А.В. Бузевич, А.В. Виницкий и др.; Отв. ред. Е.И. Гордеев, В.Н. Чебров. // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. К 25-летию Камчатского филиала ГС РАН / – Петропавловск-Камчатский, 2004. – С.259-278.
76. О возмущениях в F-области ионосферы перед сильными землетрясениями / М.Б. Гохберг, А.В. Кустов, В.А. Липеровский и др. // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1988. – № 4. – С. 12–20.
77. О возмущениях в F-области ионосферы перед землетрясениями / Е.В. Липеровская, В.А. Липеровский, О.А. Похотелов, М.В. Родкин // Геофизические исследования: ред. Глико А.О.– М.: ИФЗ РАН, 2006. – Вып. 6. – С. 51–58.

78. Основы физики очага и предвестники землетрясений / В.И. Мячкин, Б.В. Костров, Г.А. Соболев, О.Г. Шамина // Физика очага землетрясений. – М.: Наука, 1975. – С. 6-29.
79. Перцев, Н.Н. Генерация атмосферных гравитационных волн в сейсмически активном регионе и их влияние на ионосферу / Н.Н. Перцев, С.Л. Шалимов // Геомагнетизм и аэрономия. –1996. – Т. 36, № 2. – С. 111-118.
80. Прогноз землетрясений возможен?! / С.А. Пулинец, Д.П. Узунов, Д.В. Давиденко и др.; под редакцией д-ра физ.-мат. наук С.А. Пулинца. – М.: Тривант, 2014. – 144 с.
81. Пулинец, С.А. Спутниковым технологиям нет альтернативы. О проблеме мониторинга природных и техногенных катастроф / С.А. Пулинец, Д. Узунов, // Труды института прикладной геофизики имени академика Е.К. Федорова. – 2010. – Вып. 89. – С. 173-185.
82. Пытьев, Ю.П. Возможность. Элементы теории и применения / Ю.П. Пытьев – М.: Едиториал УРСС, 2000. – 192 с.
83. Резкие расплывания спорадических слоев E среднеширотной ионосферы в периоды подготовки землетрясений / Л.Е. Колоколов, Е.В. Липеровская, В.А. Липеровский, и др.// Известия АН СССР. Физика Земли. – 1992. – № 7.– С. 101-109.
84. Резонансные явления при сейсмоионосферном взаимодействии / М.Б. Гохберг, А.М. Булошников, И.Л. Гуфельд, В.А. Липеровский // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1985. – № 6. – С. 5–8.
85. Ризниченко, Ю.В. Проблемы сейсмологии: Избранные труды / Ю.В. Ризниченко. – М.: Наука, 1985. – 408 с.
86. Ризниченко, Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент / Ю.В. Ризниченко // Исследования по физике землетрясений. – М: Наука, 1976. – С. 9-27.
87. Руководство по вертикальному зондированию ионосферы / Составлено Ж.У. Райтом, Р.У. Кнехтом, К. Дэвисом – М.: Издательство АН СССР, 1957. – 224 с.
88. Руководство по ионосферным, магнитным и гелиогеофизическим наблюдениям. Часть I. Ионосферные наблюдения. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2015. – 209 с.
89. Садовский, М.А. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс / М.А. Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко. – М.: Наука, 1987. – 100 с.
90. Садовский, М.А. О свойствах дискретности горных пород / М.А. Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко // Изв. АН СССР. Физика Земли. –1982. – № 12. – С. 3-18.
91. Салтыков, В.А. О возможности использования приливной модуляции сейсмических шумов в целях прогноза землетрясений / В.А Салтыков // Физика Земли. – 2017. – № 2. – С.84-96
92. Сейсмичность Камчатского региона 1962–2011 гг / В.И. Левина, А.В. Ландер, С.В. Митюшкина, А.Ю. Чеброва // Вулканология и сейсмология. – 2013. – № 1. – С. 41-64.
93. Сидорин, А.Я. Предвестники землетрясений / А.Я. Сидорин. – М.: Наука, 1992. – 192 с.

94. Сильные камчатские землетрясения 2013 года / Под ред. В.Н. Чеброва. – Петропавловск-Камчатский: Холд. комп. «Новая книга», 2014. – 252 с.
95. Смирнов, В.Б. Опыт оценки представительности данных каталогов землетрясений / В.Б. Смирнов // Вулканология и сейсмология. – 1997. – № 4. – С. 89-96.
96. Соболев, Г.А. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки / Г.А. Соболев, Ю.С. Тюпкин // Вулканология и сейсмология. – 1996. – № 4. – С. 64-74.
97. Соболев, Г.А. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов / Г.А. Соболев., А.Д. Завьялов // Доклады АН СССР. – 1980. –Т. 252, № 1. – С. 69-71.
98. Соболев, Г.А. Основы прогноза землетрясений / Г.А. Соболев. – М: Наука, 1993. – 313 с.
99. Соболев, Г.А. Стадии подготовки, сейсмологические предвестники и прогноз землетрясений Камчатки / Г.А. Соболев, Ю.С. Тюпкин // Вулканология и сейсмология. – 1998. – № 6. – С. 17-26.
100. Соболев, Г. А. Физика землетрясений и предвестники / Г.А. Соболев, А.В. Пономарёв. – М. Наука, 2003. – 270 с.
101. Современные подходы к созданию автоматизированной системы регистрации ионосферных предвестников землетрясений по спутниковым данным / А.А. Романов, А.А. Романов, С.В. Трусов, Ю.М. Урличич // Космонавтика и ракетостроение. – 2006. – № 1. – С. 167-172.
102. Сорокин, В.М. Возмущение квазистационарного электрического поля в атмосфере над сейсмоактивными районами / В.М. Сорокин, А.К. Яценко // Химическая физика. – 2000. – Т. 19, № 6. – С.71-80.
103. Сорокин, В.М. Физико-химическое воздействие очага землетрясения на околоземное космическое пространство / В.М. Сорокин, В.М. Чмырев // Химическая физика. – 1997. –Т. 16, № 6. – С. 136-144.
104. Сорокин, В.М. Электродинамическая модель ионосферных предвестников землетрясений и некоторых других видов катастроф / В.М. Сорокин, В.М. Чмырев // Геомагнетизм и аэрономия. – 2002. – Т. 42, № 6. – С. 820-830.
105. Статистический анализ возмущений критической частоты foF2 ионосферы за несколько суток до и после землетрясений по материалам станций «Петропавловск-Камчатский» и «Токио» / Е.В. Липеровская, В.В. Богданов, М.В. Родкин и др. // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: сб. докл. IV международной конференции, 14-17 августа 2007 г., с. Паратунка, Камчатский край. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. – С. 378-384.

106. Суточная зависимость возмущений в спорадическом слое Es ионосферы в связи с землетрясениями по материалам станций вертикального зондирования «Петропавловск-Камчатский» и «Кокубунжи» (Токио) / Е.В. Липеровская, В.В. Богданов, М.В. Родкин и др. // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: сб. докл. IV международной конференции, 14-17 августа 2007 г., с. Паратунка, Камчатский край. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. – С. 385-390.
107. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? / А.В. Ландер, Б.Г. Букчин, Д.В. Дроздин и др. // Вычислительная сейсмология. – М.: Наука, 1994. – Вып. 26. – С. 103-122.
108. Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз (ДССП) для Курило-Камчатской дуги на VI 2019-V 2024 гг.; свойства предшествующей сейсмичности в I 2017-V 2019 гг. Развитие и практическое применение метода ДССП / С.А. Федотов, А.В. Соломатин // Вулканология и сейсмология. – 2019. – № 6. – С. 6-22.
109. Федотов, С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе / С.А. Федотов // Сейсмическое районирование СССР. – М.: Наука, 1968. – С.121-150.
110. Федотов, С.А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблем магнитуд / С.А. Федотов. – М.: Наука, 1972. – 116 с.
111. Федотов С.А. Реализация долгосрочного сейсмического прогноза для Тихоокеанской фокальной зоны у берегов Курило-Камчатской дуги на 1965–1970 гг. и уточненный прогноз на 1971–1975 гг. / С.А. Федотов // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. – Новосибирск: Наука, 1974. – С. 101-109.
112. Физические модели связей в системе литосфера-атмосфера-ионосфера перед землетрясениями / В.А. Липеровский, О.А. Похотелов, К.В. Мейстер, Е.В. Липеровская // Геомагнетизм и аэрономия. – 2008. –Т. 48, № 6. – С. 831-843.
113. Харгривс, Дж.К. Верхняя атмосфера и солнечно-земные связи. Введение в физику околоземной космической среды / Дж.К. Харгривс // Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 352 с.
114. Экспериментальное подтверждение взаимосвязи возможных предвестников землетрясений в приземных квазистатических полях и в ионосфере / Л.П. Корсунова, Ю.М. Михайлов, В.В. Хегай и др. // Солнечно-земная физика. – 2009. – № 14. – С. 125-130.
115. Эффекты сейсмической и антропогенной активности в ночном спорадическом E-слое ионосферы / Е.В. Липеровская, Н. Христинис, В.А. Липеровский, М.А. Олейник // Геомагнетизм и аэрономия. – 1994. –Т. 34, № 3. – С. 56-59.
116. Яновская, Т.Б. Основы сейсмологии / Т.Б. Яновская – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского гос. ун-та, 2008. – 258 с.

117. Anagnostopoulos, G.C. Characteristics of flux-time profiles, temporal evolution, and spatial distribution of radiation-belt electron precipitation bursts in the upper ionosphere before great and giant earthquakes / G.C. Anagnostopoulos, E. Vassiliadis, S. Pulnits // *Annals of geophysics*. – 2012. – Vol. 55. – № 1– P. 21-36.
118. An observation test of the critical earthquake concept / D.D. Bowman, G. Ouillon, C.G. Sammis, A. Sornette, D. Sornette, // *Journal of Geophysical Research*. – 1998. – Vol. 103. – № B10. – P. 24,359-24,372.
119. Anomalous behavior of ionospheric parameters above Kamchatka peninsula before and during seismic activity / V.V. Bogdanov, A.V. Kaisin, A.V. Pavlov et al. // *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. – 2017. – Vol. 98. – P. 154–160.
120. A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly / J.Y. Liu, Y.I. Chen, Y.J. Chuo, C.S. Chen // *Journal of Geophysical Research*. – 2006. – Vol. 111. – A05304. – doi:10.1029/2005JA011333.
121. Bogdanov, V.V. Analysis of the efficiency of earthquake prediction based on the anomalous behavior of ionospheric parameters on the eve of earthquakes in the Kamchatka region / V.V. Bogdanov, A.V. Pavlov // *E3S Web of Conferences*. – 2018. – vol. 62. – 03001 –<https://doi.org/10.1051/e3sconf/20186203001>.
122. Bogdanov, V.V. Development of a methodology to estimate a region and waiting period for strong Kamchatka earthquakes based on seismic and ionospheric predictive signs / V.V. Bogdanov, A.V. Pavlov // *E3S Web of Conferences*. – 2019. – vol. 127. – 03002–<https://doi.org/10.1051/e3sconf/201912703002>.
123. Bogdanov, V.V. Estimation of the efficiency of the earthquake prediction on the basis of the analysis of ionospheric parameters / V.V. Bogdanov, A.V. Pavlov // *E3S Web of Conferences*. – 2017. – vol. 20. – 03001– <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20172003001>.
124. Bowman, G.G. Some aspects of middle-latitude spread Es and its relationship with spread F / G.G. Bowman // *Planetary and Space Science*. – 1985. – Vol. 33. – № 9. – P. 1081-1089.
125. Chalmers, J.A. *Atmospheric Electricity* / J.A. Chalmers. – 2-nd Edition. – New-York: Pergamon Press, 1967. – 450 p.
126. Conception and model of seismo-ionosphere-magnetosphere coupling / S.A. Pulnits, K.A. Boyarchuk, V.V. Hegai, A.V. Karelin, // *Seismo-Electromagnetics: Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling*; Editors: M. Hayakawa, O.A. Molchanov. – Tokyo: TERRAPUB, 2002. – P. 353-361.
127. Currents and turbulence in and near mid-latitude sporadic E-layers caused by strong acoustic impulses / V.A. Liperovsky, C.V. Meister, K. Schlegel, Ch. Haldoupis // *Annals of Geophysics*. – 1997. – Vol. 15. – P. 767-773.

128. Davies, K. Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964 / K. Davies, D.M Baker // *Journal of Geophysical Research*. – 1965 – Vol. 70. – P. 2251-2253.
129. Day-time variations of foF2 connected to strong earthquakes / E.V. Liperovskaya, V.V. Bogdanov, P.-F. Biagi et al // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. –2009. – Vol. 9, № 1. – P. 53-59.
130. DC electrical field amplification in the midlatitude ionosphere over seismically active faults / V.M. Sorokin, A.K. Yashenko, V.M. Chmirev, M. Hayakawa // *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. – 2006. – Vol. 31. – P. 447-453.
131. Electromagnetic signals produced by elastic waves in the Earth's crust / V. Sgrigna, A. Buzzi, L. Conti et al. // *IL Nuovo Cimento*. – 2004. – Vol. 27, № 2. – P. 115–132.
132. Global diagnostics of the ionospheric perturbations related to the seismic activity using the VLF radio signals collected on the DEMETER satellite / O. Molchanov, A. Rozhnoi, M. Solovieva et al. // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2006. – Vol. 6. – P. 745-753.
133. Gokhberg, M.B. Earthquake Prediction: Seismo-electromagnetic Phenomena / M.B. Gokhberg, V.A. Morgounov, O.A. Pokhotelov – Gordon and Breach Publishers, 1995. – 193 p.
134. Guglielmi, A. Geoelectromagnetic waves / A. Guglielmi, O. Pokhotelov – Bristol and Philadelphia: IOP Publ. Ltd., 1996. – 402 p.
135. Gurevich, A.V. Ionospheric turbulence induced in the lower part of the E region by the turbulence neutral atmosphere / A.V. Gurevich, N.D. Borisov, K.P. Zybin // *Journal of Geophysical Research*. – 1997. – Vol. 102, № A1 – P. 379-388.
136. Kelis-Borok, V.I. One regularity in the occurrence of strong earthquakes / V.I. Kelis-Borok, L.N. Malinovskaya // *Journal of Geophysical Research*. – 1964. – Vol. 69. – P. 3019-3024.
137. Lander, A.V. Origing of the Kamchatka Subduction Zone / A.V. Lander, M.N. Shapiro // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. AGU Geophysical Monograph Series*. – 2007.– V. 172. – P. 57-64.
138. Levina, G.V. Hydrodynamic alpha-effect in a convective system / G.V. Levina, S.S. Moiseev, P.B. Rutkevich // *Advances in Fluid Mechanics. Nonlinear Instability, Chaos and Turbulence*; Edited by: L. Debnath and D.N. Riahi. – 2000. – Vol. 2. – P. 111-162.
139. Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the  $M \geq 7.1$  Loma Prieta earthquake / A.C. Fraser-Smith, A. Bernardi, P.G. Mc Gill et al. // *Geophysical Research Letters*. – 1990. – Vol. 17.– P. 1465-1468.
140. Mareev, E.A. Mosaic source of internal gravity waves associated with seismic activity / E.A. Mareev, D.I. Iudin, O.A. Molchanov // *Seismo-Electromagnetics: Lithosphere–Atmosphere–*

- Ionosphere Coupling; Editors: M. Hayakawa, O.A. Molchanov. – Tokyo: TERRAPUB, 2002. – P. 335–342.
141. Modification of sporadic E-layers caused by seismic activity / V.A. Liperovsky, O.A. Pokhotelov, E.V. Liperovskaya et al. // *Surveys in Geophysics*. – 2000. – Vol. 21. – P. 449-486.
  142. Mogi, K. Sequential occurrence of great earthquakes / K. Mogi // *Journal of Physics of the Earth*. – 1968. – Vol. 161. – P.30-36.
  143. Mogi, K. Two Kinds seismic gaps / K. Mogi // *Pure and Applied Geophysics*. – 1979. – Vol. 117. – P. 1172-1186.
  144. Molchan, G.M. Earthquake prediction and its optimization / G.M. Molchan, Y.Y. Kagan // *Journal of Geophysical Research*. – 1992. – Vol. 97. – P. 4823-4838.
  145. Molchan, G.M. Earthquake prediction as decision-making problem/ G.M. Molchan // *PAGEOPH*. – 1997. – Vol. 149. – P. 233-247.
  146. Molchan, G.M. Strategies in strong earthquake prediction / G.M. Molchan // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1990. – Vol. 61. – P. 84-98.
  147. Molchanov, O.A. On the origin of low- and middle- latitude ionospheric turbulence / O.A. Molchanov // *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. – 2004. – Vol. 29. – P. 559-567.
  148. On Es-spread effects in the ionosphere before earthquakes / V.A. Liperovsky, C.V. Meister, E.V. Liperovskaya et al. // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. –2005. – Vol. 5. – P. 1-4.
  149. Ondoh, T. Anomalous sporadic-E ionization before a great earthquake / T. Ondoh // *Advances in Space Research*. –2004. – Vol. 34. – P. 1830-1835.
  150. On ionospheric precursors of earthquakes in scales of 2–3 hours / K.V. Popov, V.A. Liperovsky, C.V. Meister et al. // *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. – 2004. –Vol. 29. – P. 529–535.
  151. On the time scales of some seismo-ionosphere effects / V.A. Liperovsky, C.V. Meister, K.V. Popov et al. // *Seismo-Electromagnetics: Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling*; Editors: M. Hayakawa, O.A. Molchanov. – Tokyo: TERRAPUB, 2002. – P. 325-327.
  152. On variations of foF2 and F-spread before strong earthquakes in Japan / E.V. Liperovskaya, M. Parrot, V.V. Bogdanov et al. // *Natural Hazard and Earth System Sciences*. –2006. – № 6. – P. 735-739.
  153. Parrot, M. Satellite Study of ELF-VLE Emissions Recorder by a Low Altitude Satellite during Seismic Events / M. Parrot // *Journal of Geophysical Research*. – 1994. – Vol. 99, № A12. – P. 23339-23347.
  154. Pre-earthquake ionospheric anomalies registered by continuous GPS TEC measurements / J.Y. Liu, Y.J. Chuo, S.J. Shan et al.// *Annales Geophysicae*. – 2004. – Vol. 22. – P. 1585-1593.



155. Pulinets, S.A. Ionospheric Precursors of Earthquakes / S.A. Pulinets, K.A. Boyarchuk.– Berlin : Springer, 2004. – 315 p.
156. Pulinets, S.A. Space technologies for short-term earthquake warning // *Advances in Space Research*. – 2006. – Vol. 37, Issue 4. – P. 643-652.
157. Pulinets, S. Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling (LAIC) model –an unified concept for earthquake precursors validation / S. Pulinets, D. Ouzounov // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2011. – Vol. 41. – P. 371–382.
158. Quasielectrostatic model of atmosphere–thermosphere–ionosphere coupling / S.A. Pulinets, K.A. Boyarchuk, V.V. Hegai et al. // *Advances in Space Research*. – 2000. – Vol. 26, № 8. – P. 1209-1218.
159. Radon and metallic aerosols emanation before strong earthquakes and their role in atmosphere and ionosphere modification / S.A. Pulinets, V.A. Alekseev, A.D. Legen'ka, V.V. Hegai // *Advances in Space Research*. – 1997. – Vol. 20, № 11. – P. 2173-2176.
160. Rodger, C.J. A Search for ELF/VLF Activity Associated with Earthquakes using ISIS Satellite Data / C.J. Rodger, N.R. Thomson, R.L. Dowden // *Journal of Geophysical Research*. – 1996. – Vol. 101, № A6. – P.13369-13378.
161. Rotwain, I. M. Performance of the earthquake prediction algorithm CN in 22 regions of the world / I. M. Rotwain, O.V. Novikova // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1999. – Vol. 111. – P. 207-213.
162. Seismicity of the Bering Strait region: evidence for a Bering block / K.G. Mackey, K. Fujita, L.V. Gunbina et al. // *Geology*. – 1997. – Vol. 25. – P. 979-982.
163. Scholz, C.H. Earthquake prediction – a physical basis / C.H. Scholz, L.R. Sykes, Y.P. Aggarwal // *Science*. – 1973. – Vol. 181, № 4102. – P. 803-809.
164. Shalimov, S.L. Lithosphere ionosphere coupling mechanism and its application in the case of the June 20, 1990 Earthquake in Iran. Interpretation of its ionospheric effects / S.L. Shalimov, M.B. Gokhberg // *Journal of Earthquake Prediction Research*. –1998. – № 7. – P. 98–111.
165. Smith, W.D. The b-value as an earthquake precursor / W.D. Smith // *Nature*. – 1981. – Vol. 289, № 5794. – P. 136-139.
166. Sorokin, V.M. A generation model of small-scale field-aligned plasma inhomogeneities in the ionosphere / V.M. Sorokin, V.M. Chmirev, N.V. Isaev // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* – 1998. – Vol. 60. – P. 1331-1342.
167. Sorokin, V.M. A perturbation of DC electric field caused by light ion adhesion to aerosols during the growths in seismic related atmospheric radioactivity / V.M. Sorokin, A.K. Yashenko, M. Hayakawa // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2007. – Vol. 7. – P. 155-163.

168. Sorokin, V.M. Electrodynamical model of the lower atmosphere and the ionosphere coupling / V.M. Sorokin, V.M. Chmirev, A.K. Yashenko // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* – 2001. – Vol. 63. – P. 1681-1691.
169. Tate J., Evidence of electroseismic phenomena / J. Tate, W. Daily // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1989. – Vol. 57. – P. 1–10.
170. Tate J. B. Radio-Earth: The Radio-seismic connection / J.B. Tate // *Whole Earth Rev.* – 1990. – № 68. – P. 101–104.
171. To the question of space scales of seismoionosphere effects / C.V. Meister, E.V. Liperovskaya, O.A. Molchanov et al. // *Seismo-Electromagnetics: Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling*; Editors: M. Hayakawa, O.A. Molchanov. – Tokyo: TERRAPUB, 2002. – P. 329-331.
172. Toutain, J.-P. Gas geochemistry and seismotectonics: a review / J.-P. Toutain, J.-C. Baubron // *Tectonophysics*. – 1999. – Vol. 304. – Issues 1-2. – P. 1-27.
173. Variability of sporadic E layer semi transparency (foEs –fbEs) with magnitude and distance from earthquake epicenters to vertical sounding stations / E.V. Liperovskaya, O.A. Pokhotelov, Y. Hobara, M. Parrot // *Natural Hazards in the Earth System Sciences*. – 2003. – Vol. 3. – P. 279-284.
174. Whitehead, J.D. Recent work on mid-latitude and equatorial sporadic-E / J.D. Whitehead // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. – 1989. – Vol. 51, №.5. – P.401-424.
175. Wu, H.C., Preliminary findings on perturbation of jet stream prior to earthquakes / H.C. Wu // *EOS Trans.* – 2004. – AGU 85 (47). – T51B-0455.
176. Wyss, M Cannot earthquakes be predicted? / M. Wyss // *Science*. – 1997. – Vol. 278. – P. 487-490.
177. Zhang, G. Some features of medium- and short-term anomalies before great earthquakes / G. Zhang, Z. Fu // *Earthquakes prediction: An International Review*. American Geophysical Union. – 1981. – Vol. 4. – P. 497-509.

ПРИЛОЖЕНИЕ А  
(справочное)

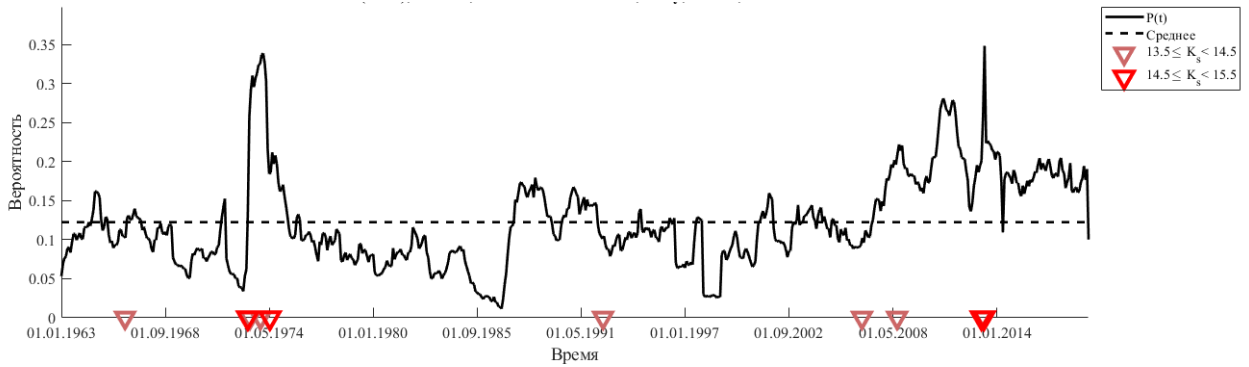


Рисунок А.1 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_1)$ .

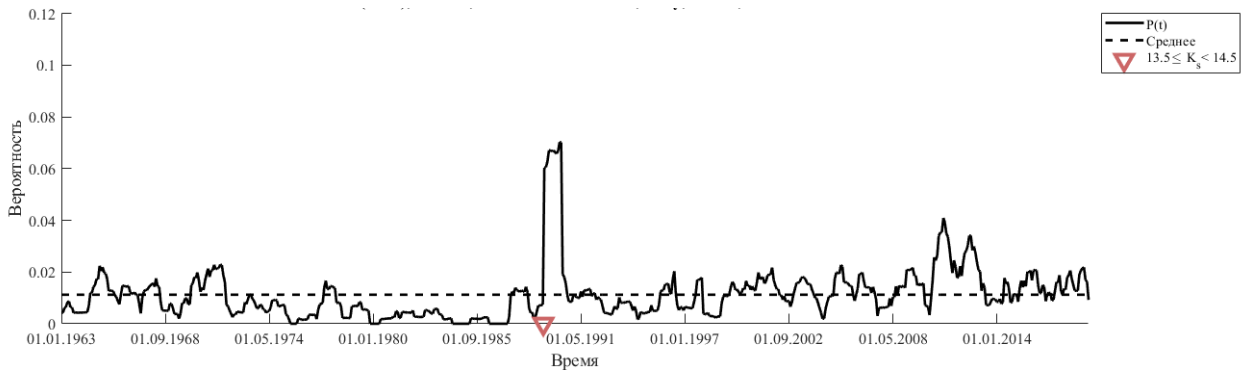


Рисунок А.2 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_2)$ .

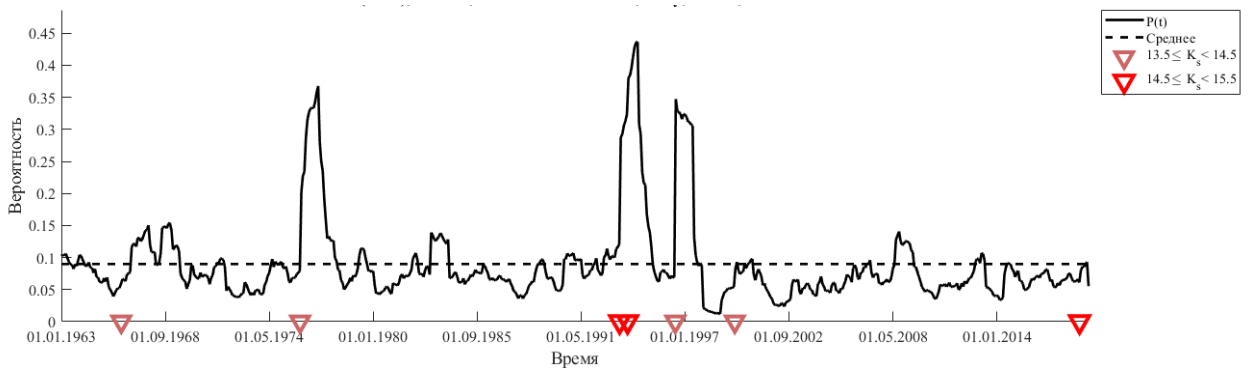


Рисунок А.3 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_3)$ .

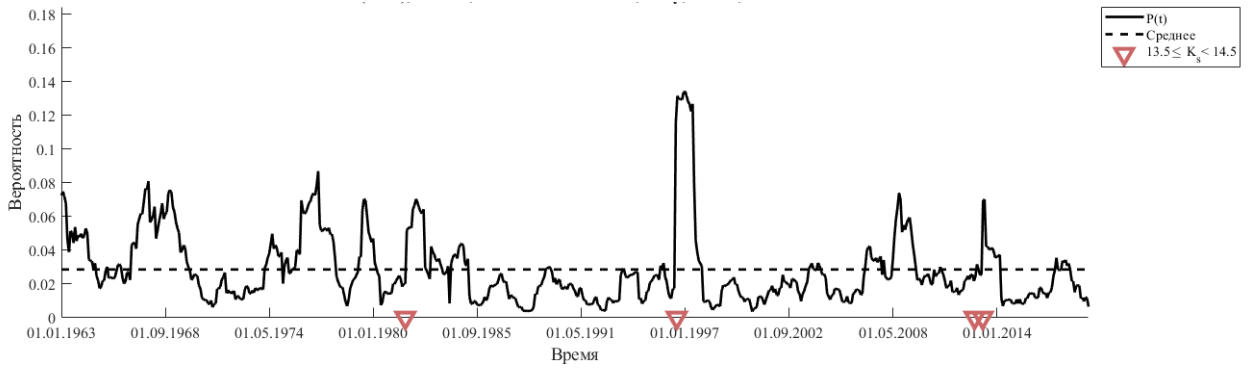


Рисунок А.4 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_4)$ .

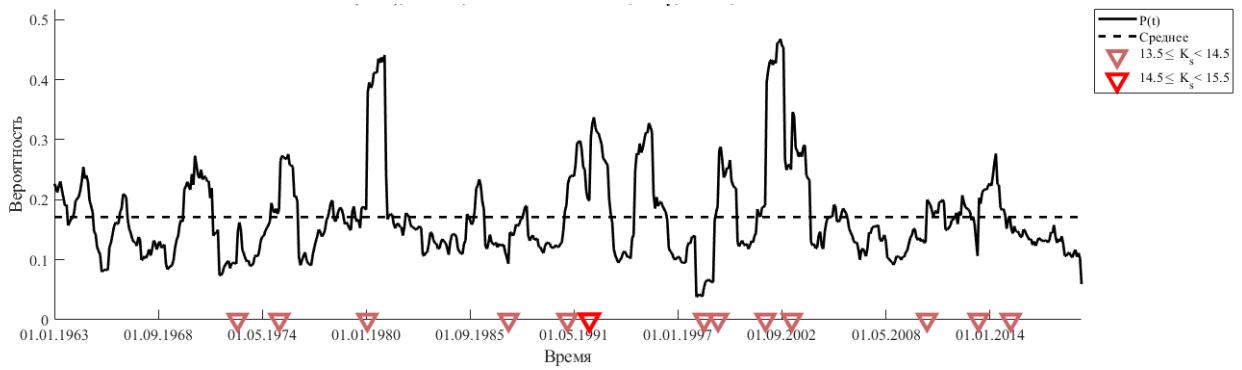


Рисунок А.5 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_5)$ .

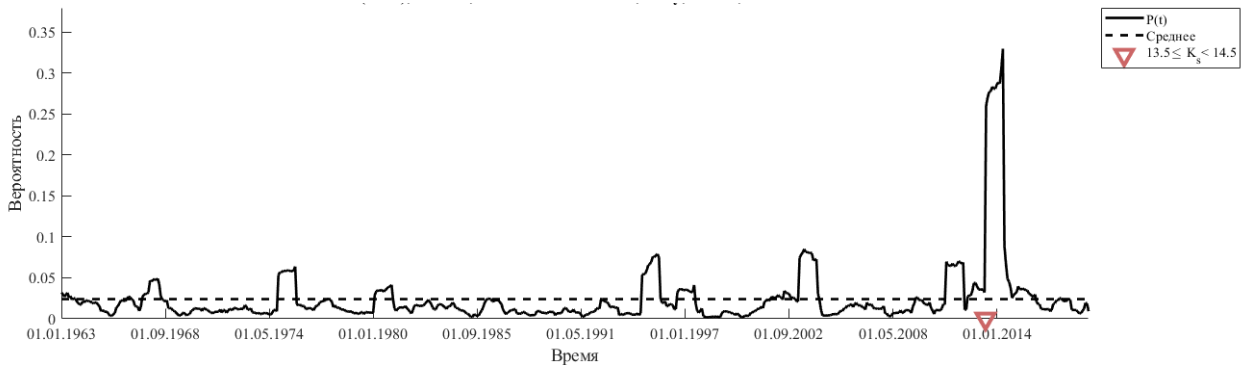


Рисунок А.6 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_6)$ .

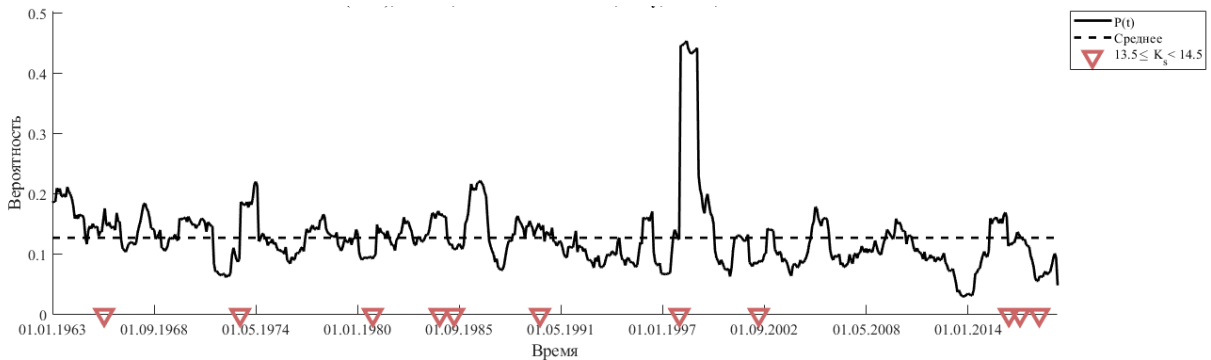


Рисунок А.7 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_7)$ .

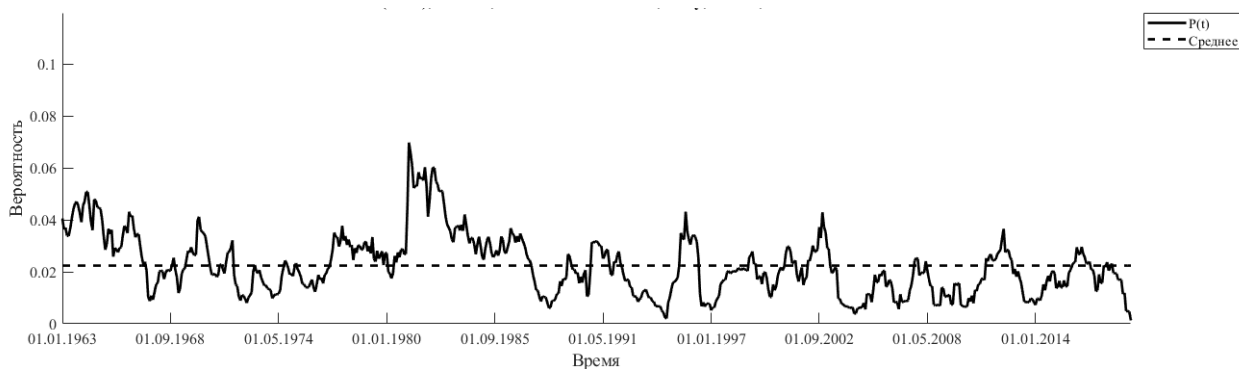


Рисунок А.8 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_8)$ .

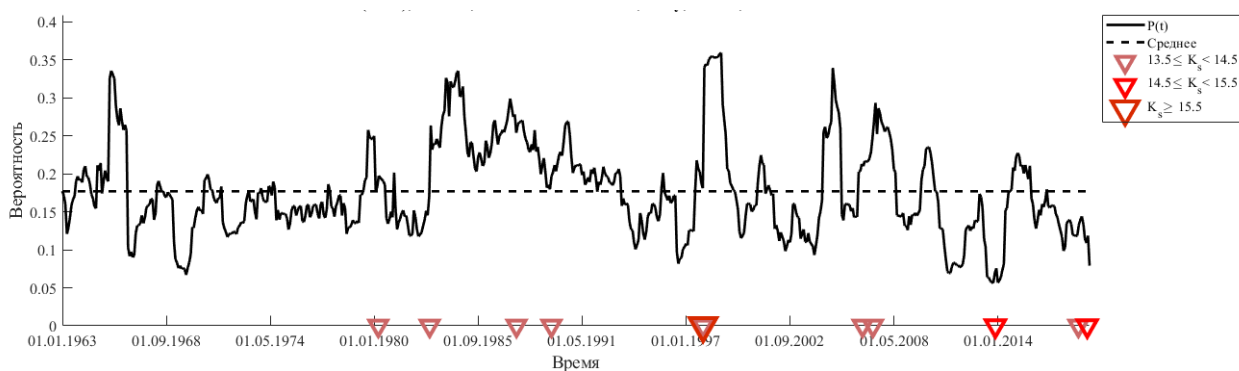


Рисунок А.9 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_9)$ .

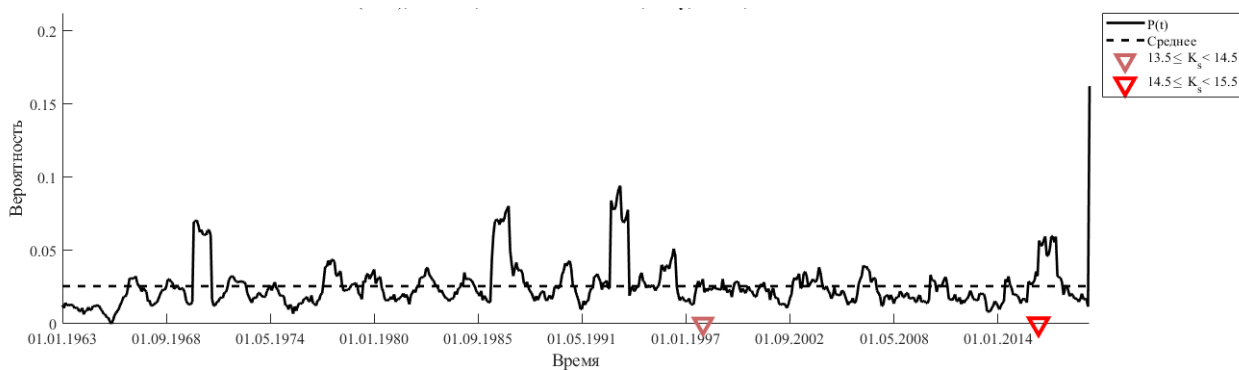


Рисунок А.10 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_{10})$ .

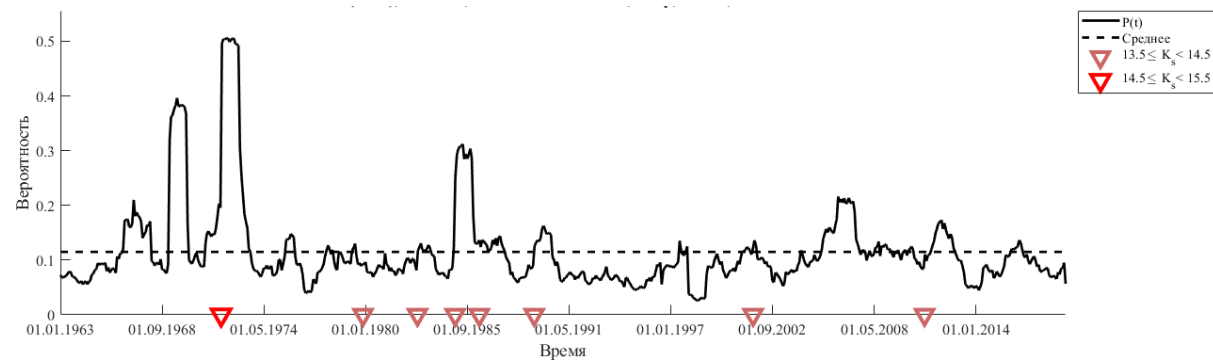


Рисунок А.11 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_{11})$ .

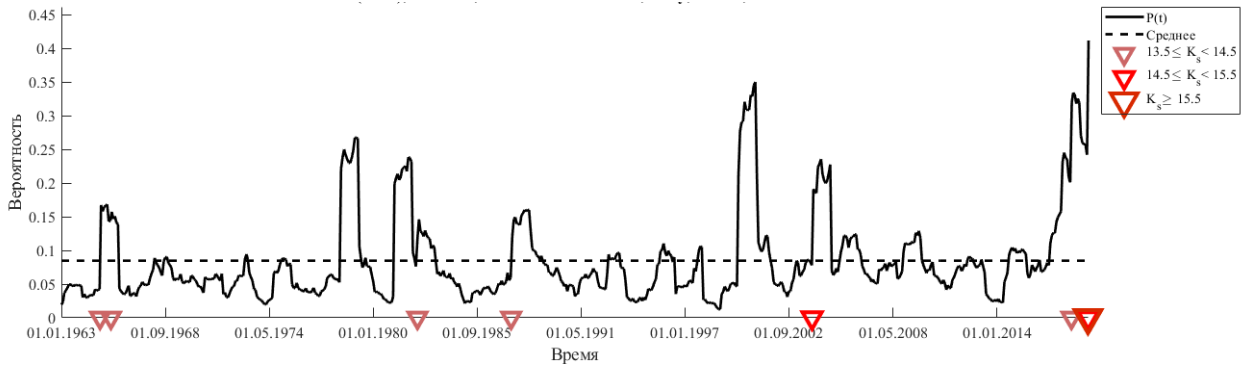


Рисунок А.12 – Временной ряд значений вероятности  $P_k(S_{12})$ .

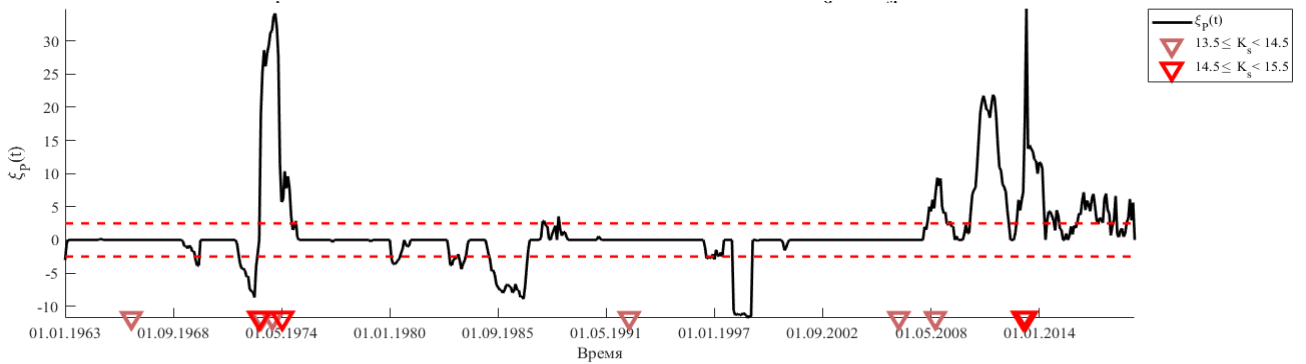


Рисунок А.13 – Временной ряд значений параметра  $\xi_p(S_1)$ .

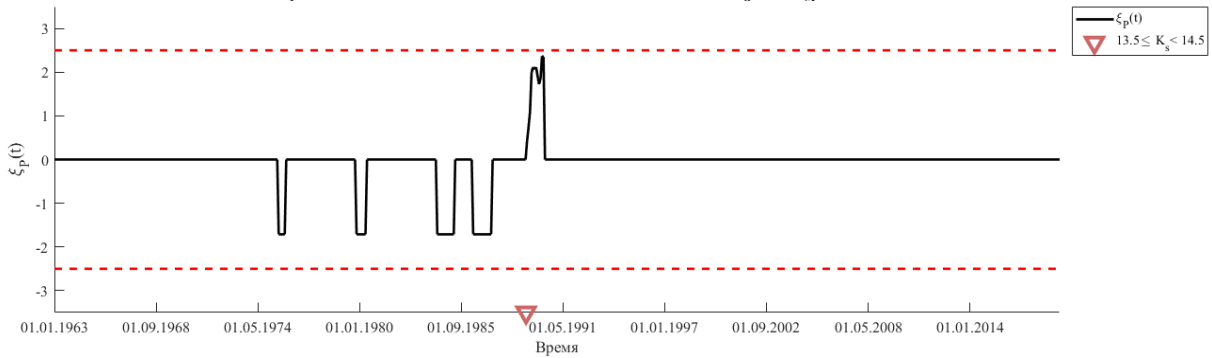


Рисунок А.14 – Временной ряд значений параметра  $\xi_p(S_2)$ .

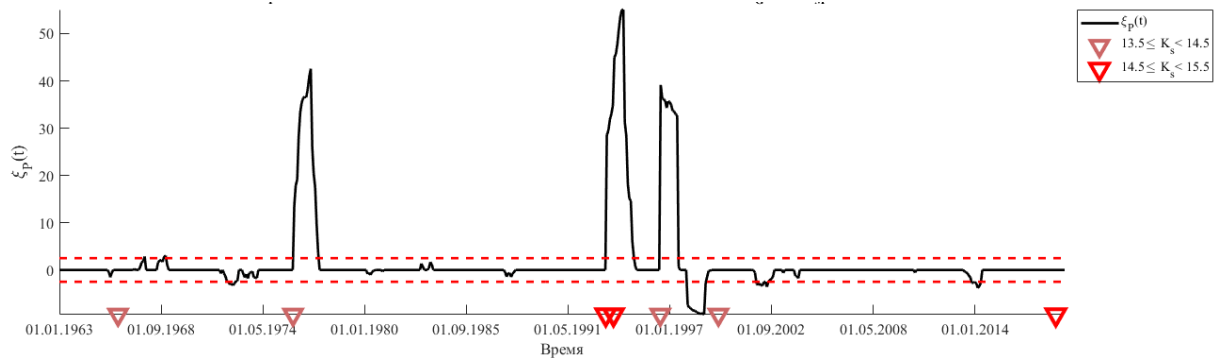


Рисунок А.15 – Временной ряд значений параметра  $\xi_p(S_3)$ .

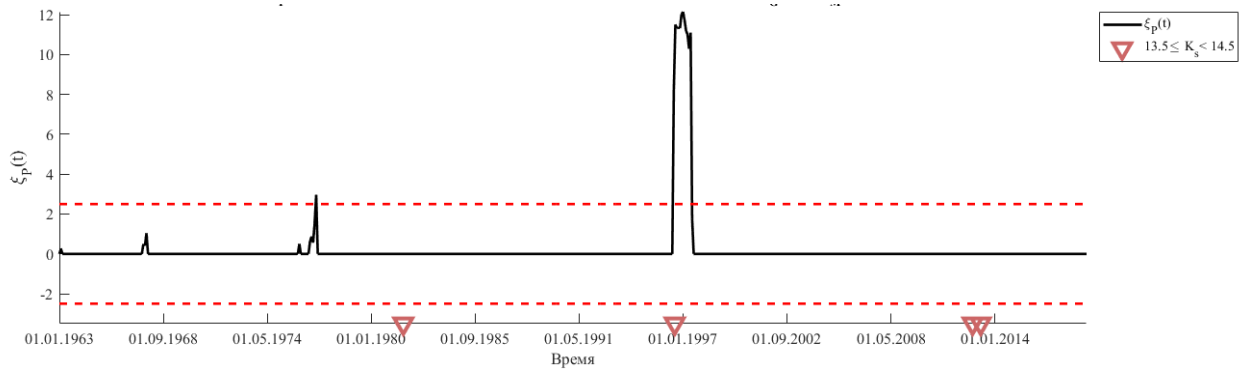


Рисунок А.16 – Временной ряд значений параметра  $\xi_P(S_4)$ .

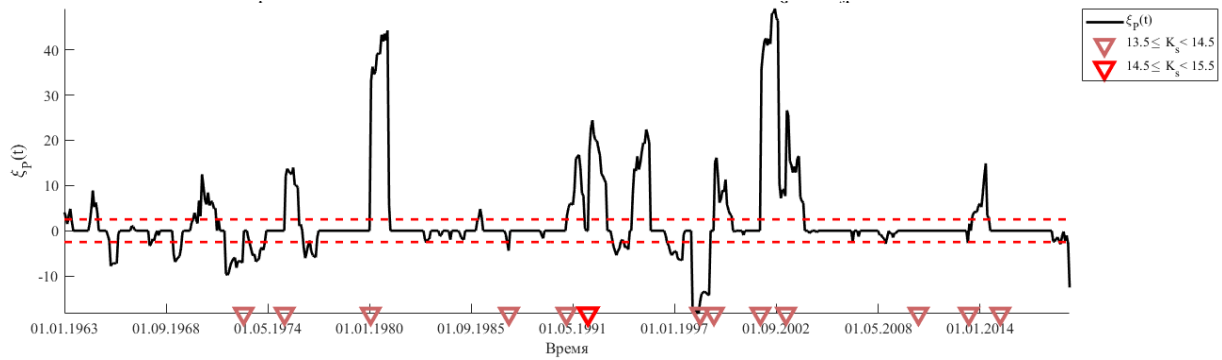


Рисунок А.17 – Временной ряд значений параметра  $\xi_P(S_5)$ .

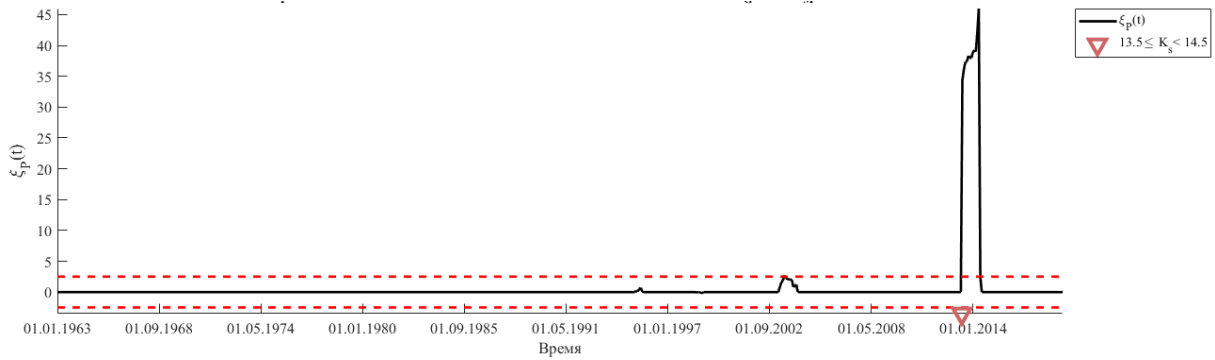


Рисунок А.18 – Временной ряд значений параметра  $\xi_P(S_6)$ .

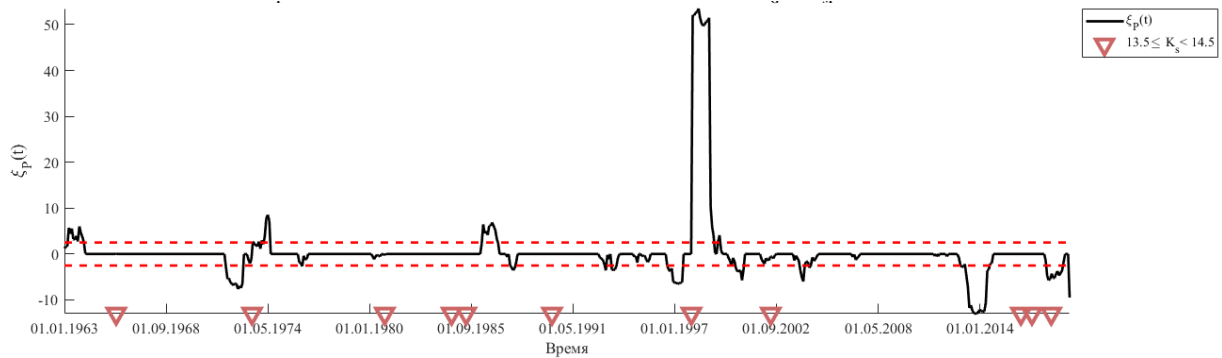


Рисунок А.19 – Временной ряд значений параметра  $\xi_P(S_7)$ .

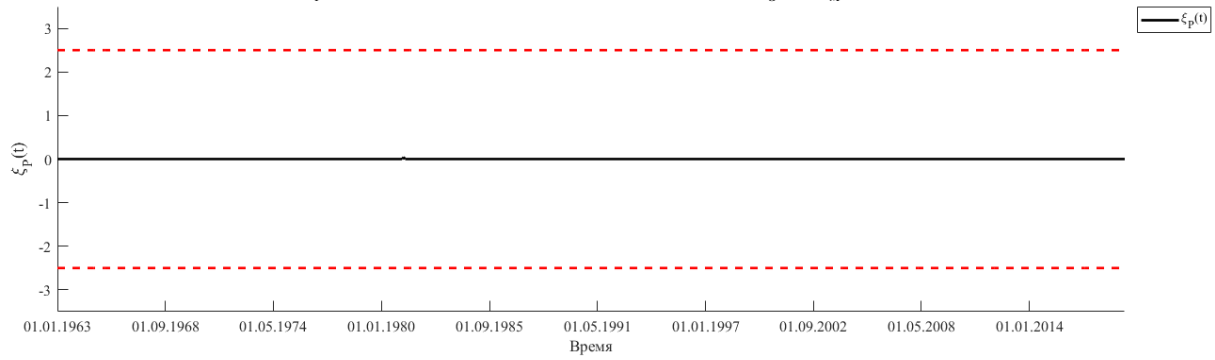


Рисунок А.20 – Временной ряд значений параметра  $\xi_P (S_8)$ .

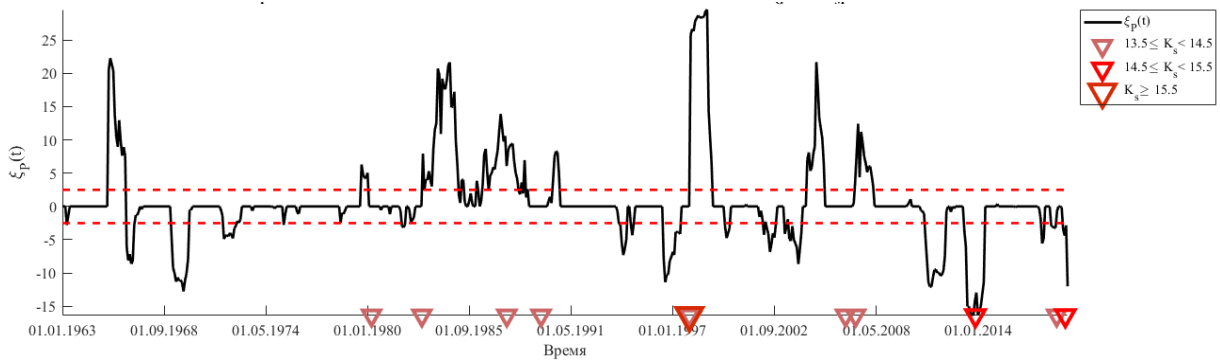


Рисунок А.21 – Временной ряд значений параметра  $\xi_P (S_9)$ .

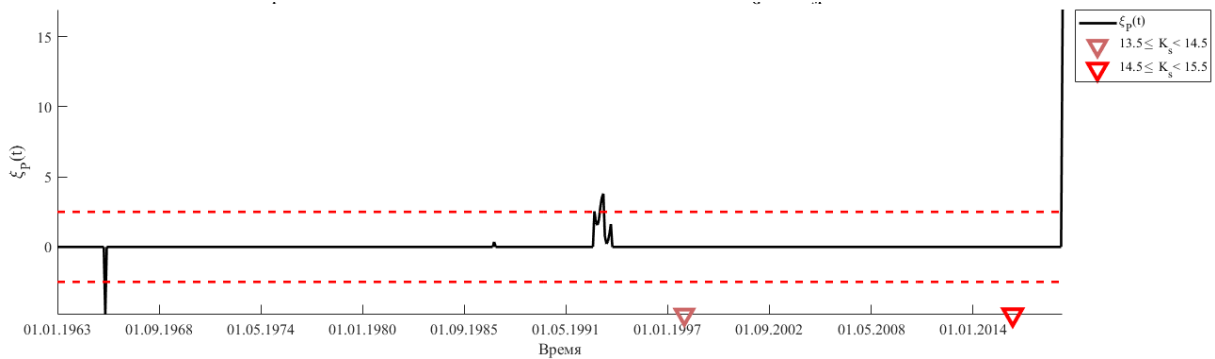


Рисунок А.22 – Временной ряд значений параметра  $\xi_P (S_{10})$ .

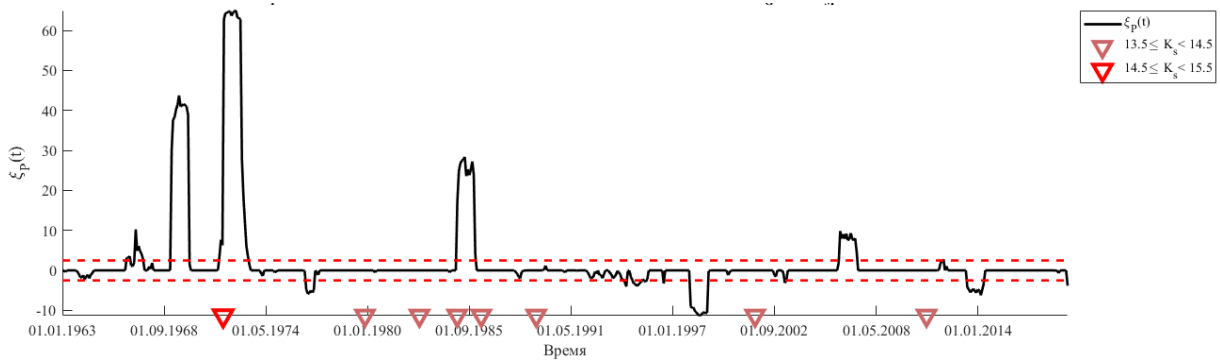


Рисунок А.23 – Временной ряд значений параметра  $\xi_P (S_{11})$ .



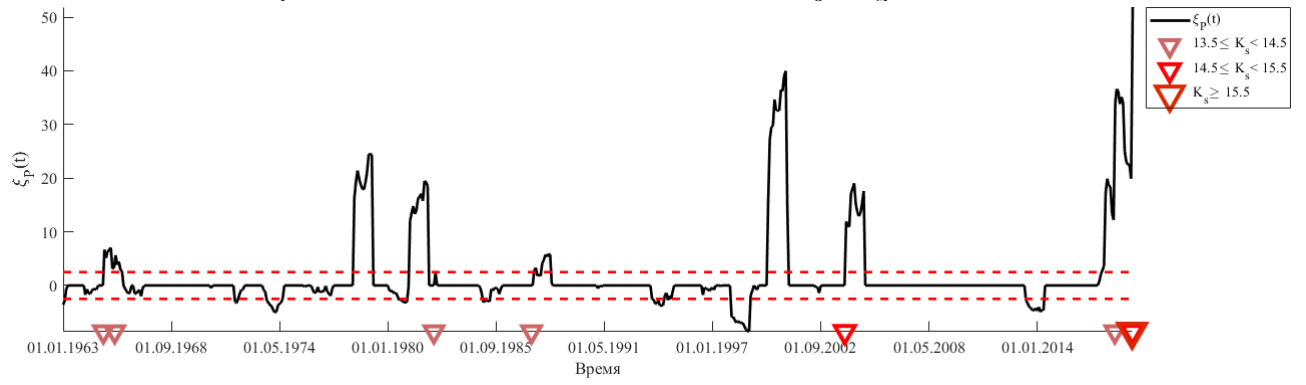


Рисунок А.24 – Временной ряд значений параметра  $\xi_p (S_{12})$ .

ПРИЛОЖЕНИЕ Б  
(справочное)

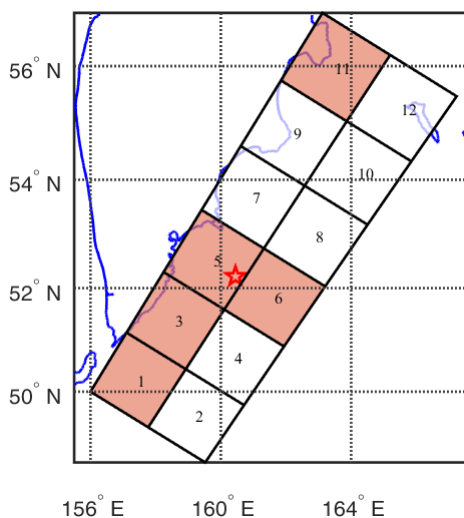


Рисунок Б.1 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 30.07.2010 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.65$ . В области  $S_5$ , входящей в  $S_{ож}$ , в 30.07.201003:56:10 (UT) на глубине  $h = 38$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 14.1$  ( $M = 6.3$ ).

	25.07.2010	26.07.2010	27.07.2010	28.07.2010	29.07.2010	30.07.2010
К-слой						
Es-spread						
Es-r						
Расслоение F2 (V)						
Расслоение F2 (H)						
F-spread	15:00-18:00	10:00-17:00	11:00-12:00; 16:00; 18:00	10:00-14:00	11:00-18:00	13:00-19:00

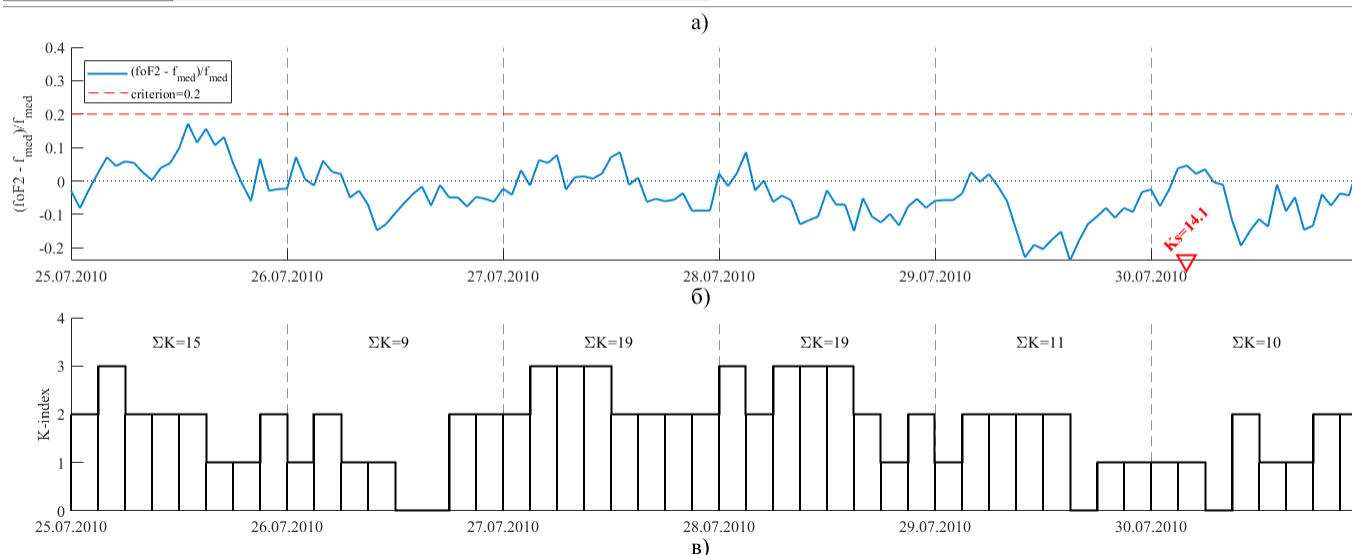


Рисунок Б.2 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 25.07.2010–30.07.2010 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 14.1$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

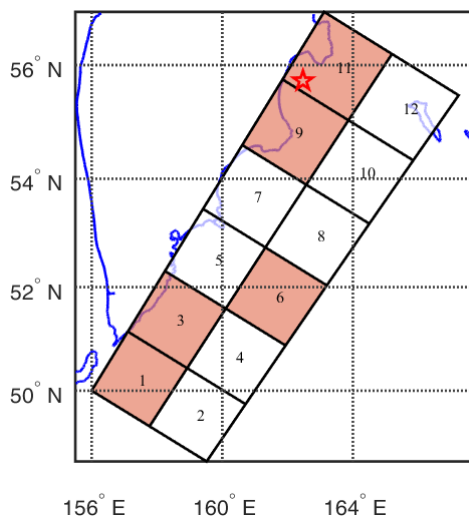
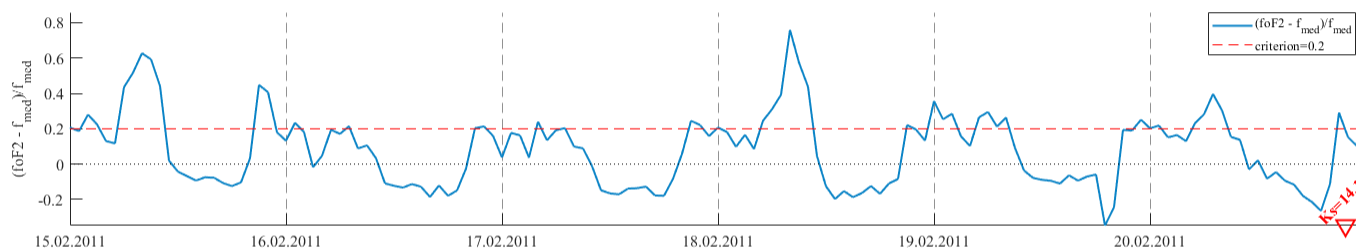


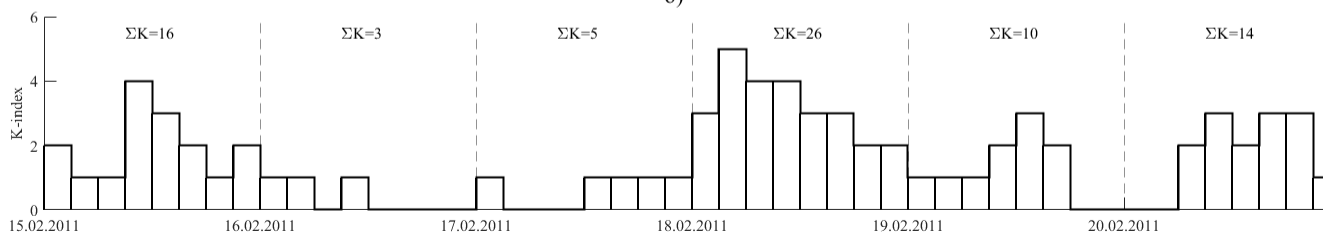
Рисунок Б.3 – Область ожидания  $S_{OЖ}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 20.02.2011 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.57$ . В области  $S_{11}$ , входящей в  $S_{OЖ}$ , в 20.02.2011 121:43:22 (UT) на глубине  $h = 49$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 14.1$  ( $M = 6.3$ ).

	15.02.2011	16.02.2011	17.02.2011	18.02.2011	19.02.2011	20.02.2011
K-слой				11:15-12:45		
Es-spread						
Es-r						
Расслоение F2 (V)			13:00-15:00			
Расслоение F2 (H)	04:15;05:00;22:30;23:45			01:30;02:30;04:15; 19:45; 23:00		
F-spread	10:30-11:00		13:30-14:45			

а)



б)



в)

Рисунок Б.4 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 15.02.2011–20.02.2011 гг.: а) K-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 14.1$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

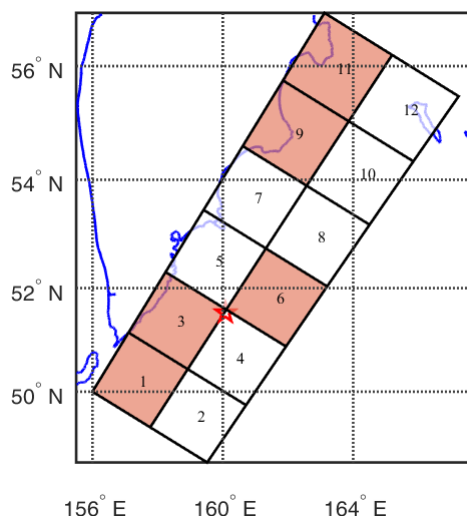


Рисунок Б.5 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 15.10.2012 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.58$ . В области  $S_4$ , которая не входила в  $S_{ож}$ , в 15.10.2012 01:18:58 (UT) на глубине  $h = 44$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.5$  ( $M = 6.0$ ).

	10.10.2012	11.10.2012	12.10.2012	13.10.2012	14.10.2012	15.10.2012
К-слой				12:15-12:45; 13:45		
Es-spread						
Es-r					14:00-15:15	
Расслоение F2 (V)		03:00		16:15-17:00		
Расслоение F2 (H)	01:00	00:15; 01:45; 22:30; 23:30	23:15	00:45	20:15-21:00; 21:45	
F-spread	08:15-19:15	08:30-19:00	07:30-08:15; 09:30-19:00		10:00-19:00	08:45-20:00

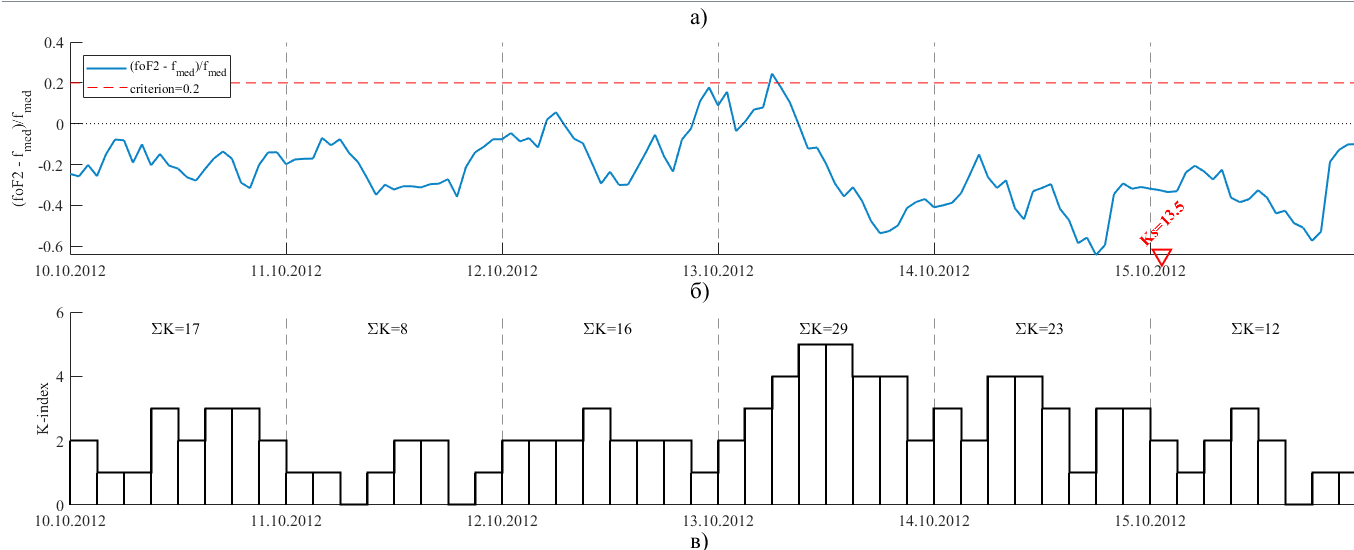


Рисунок Б.6 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 10.10.2012–15.10.2012 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 13.5$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

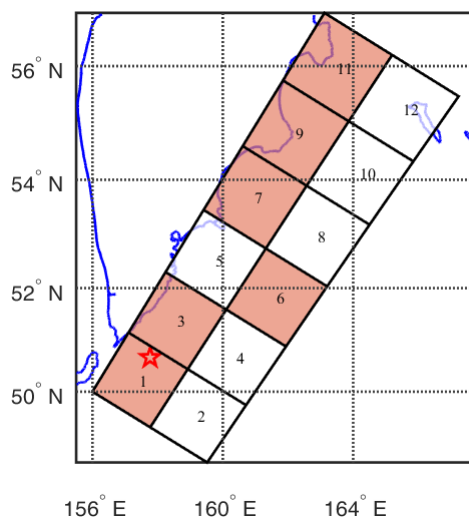


Рисунок Б.7 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 28.02.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.7$ . В области  $S_1$ , входящей в  $S_{ож}$ , в 28.02.2013 14:05:48 (UT) на глубине  $h = 61$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 15.2$  ( $M = 6.9$ ).

	23.02.2013	24.02.2013	25.02.2013	26.02.2013	27.02.2013	28.02.2013
К-слой						09:15-10:15
Es-spread						
Es-r		12:00-12:30	10:00-11:00		10:00-10:30	
Расслоение F2 (V)				01:45		
Расслоение F2 (H)	01:15	01:00; 04:00; 04:45; 06:00-06:15		00:15-00:30; 02:15	00:00; 04:30; 05:30	
F-spread	14:00-20:00				8:00-21:00	04:30; 05:00-05:15; 07:00; 07:45-20:00

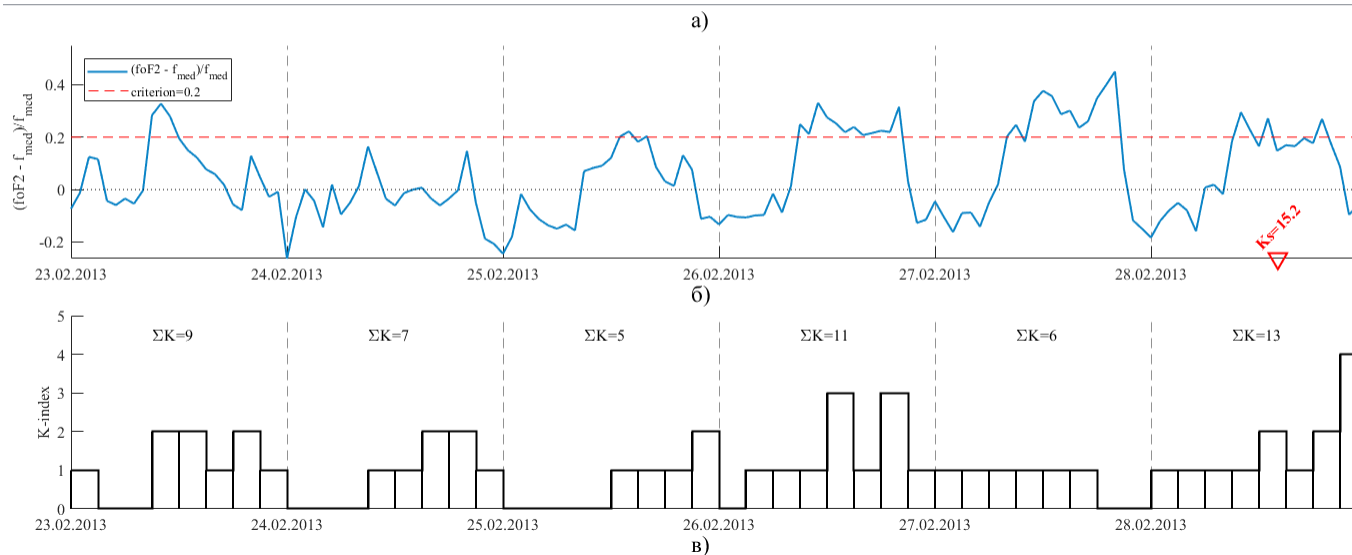


Рисунок Б.8 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 23.02.2013–28.02.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 15.2$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

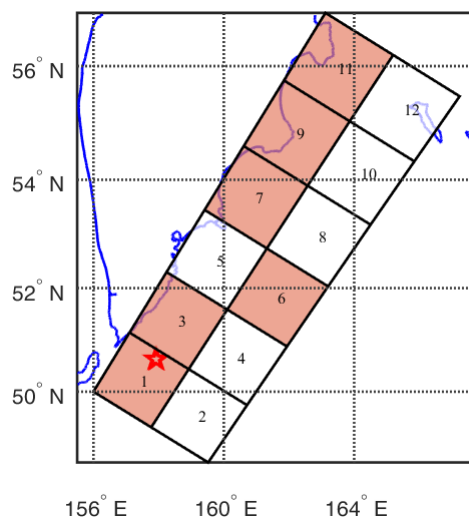


Рисунок Б.9 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 01.03.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.71$ . В области  $S_1$ , входящей в  $S_{ож}$ , 01.03.2013 г. в 12:53:49 и 13:20:48 (UT) на глубинах  $h = 52$  км и  $h = 62$  км произошли соответственно сейсмические события с  $K_S = 14.2$  ( $M = 6.4$ ) и  $K_S = 15.1$  ( $M = 6.5$ ).

	24.02.2013	25.02.2013	26.02.2013	27.02.2013	28.02.2013	01.03.2013
К-слой					09:15-10:15	12:15-13:30
Es-spread						
Es-r	12:00-12:30	10:00-11:00		10:00-10:30		14:15-15:00
Расслоение F2 (V)			01:45			
Расслоение F2 (H)	01:00; 04:00; 04:45; 06:00-06:15		00:15-00:30; 02:15	00:00; 04:30; 05:30		
F-spread				8:00-21:00	04:30; 05:00-05:15; 07:00; 07:45-20:00	07:30-09:00; 14:15

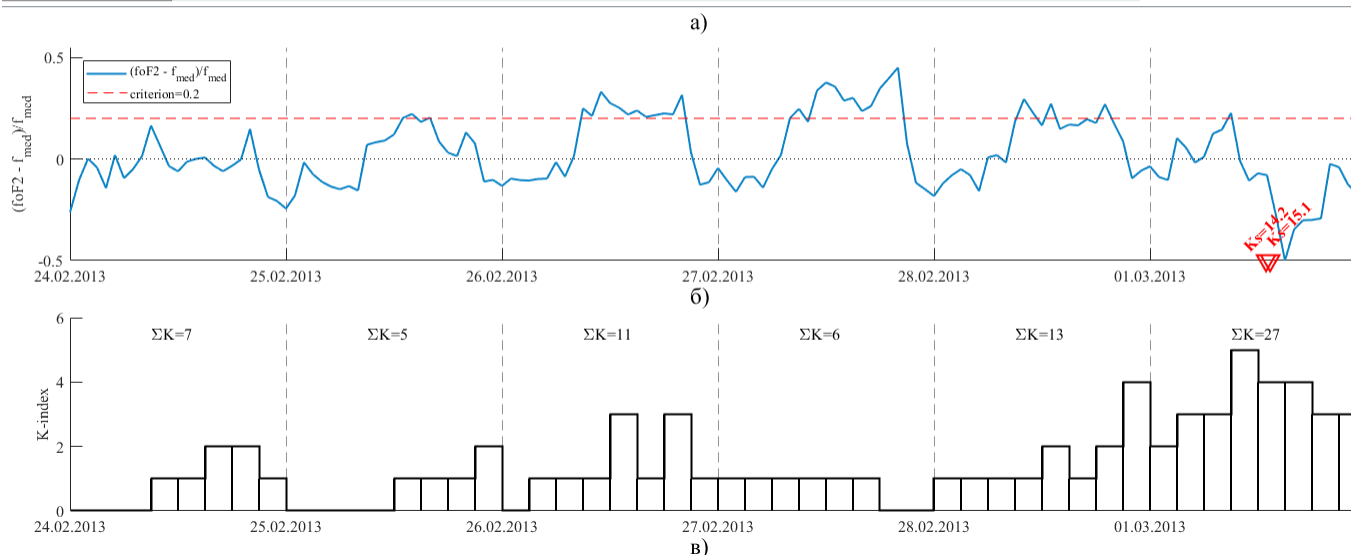


Рисунок Б.10 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 24.02.2013–01.03.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечены землетрясения с  $K_S \geq 13.5$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

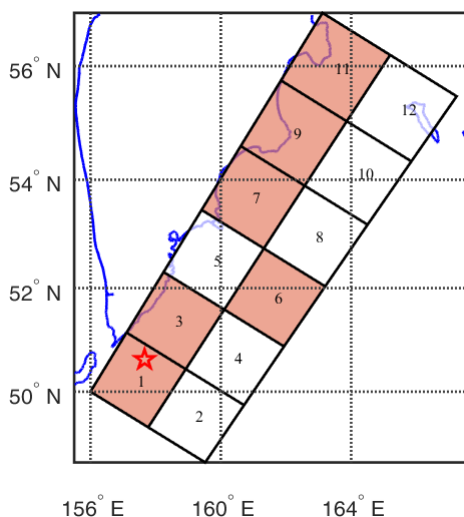


Рисунок Б.11 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 04.03.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.72$ . В области  $S_1$ , входящей в  $S_{ож}$ , 04.03.2013 г. в 20:56:33 (UT) на глубине  $h = 51$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.6$  ( $M = 6.1$ ).

	27.02.2013	28.02.2013	01.03.2013	02.03.2013	03.03.2013	04.03.2013
К-слой		09:15-10:15	12:15-13:30			
Es-spread					12:00-13:15	
Es-r	10:00-10:30		14:15-15:00	10:30;11:30; 12:00-13:15		17:00-18:00
Расслоение F2 (V)						16:00
Расслоение F2 (H)	00:00;04:30;05:30					
F-spread	8:00-21:00	04:30;05:00-05:15; 07:00; 07:45-20:00	07:30-09:00; 14:15	07:45-21:00	08:00-14:45; 18:00-19:00	11:30-12:30

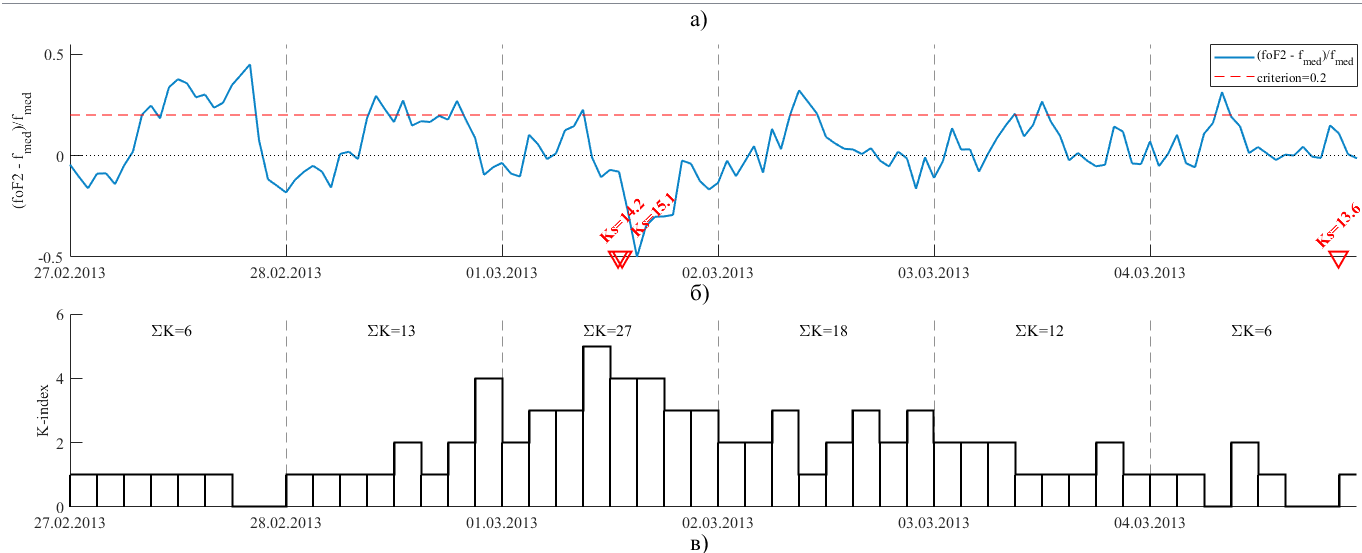


Рисунок Б.12 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 27.02.2013–04.03.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечены землетрясения с  $K_S \geq 13.5$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

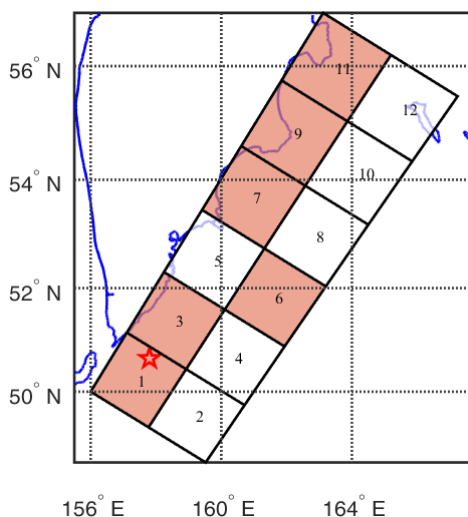


Рисунок Б.13 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 09.03.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.72$ . В области  $S_1$ , входящей в  $S_{ож}$ , 09.03.2013 г. в 14:56:27 (UT) на глубине  $h = 49$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.7$  ( $M = 6.1$ ).

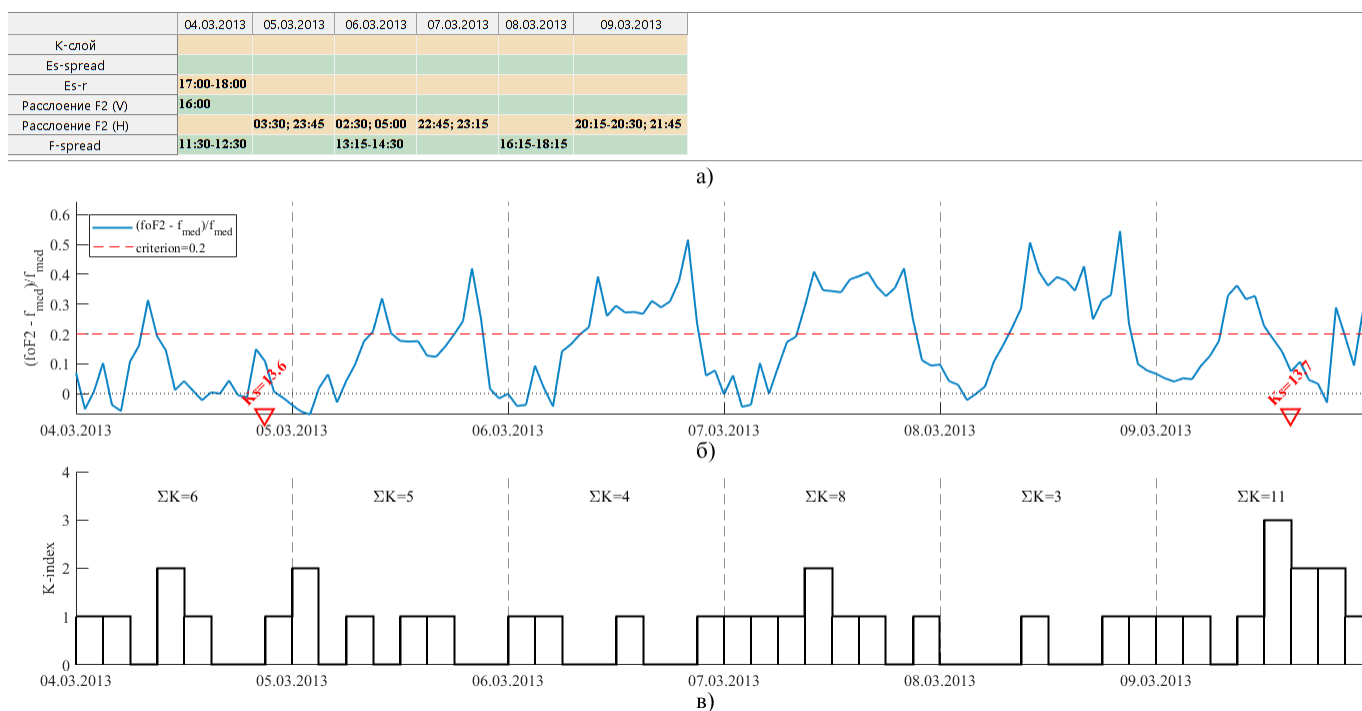


Рисунок Б.14 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 04.03.2013–09.03.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечены землетрясения с  $K_S \geq 13.5$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .



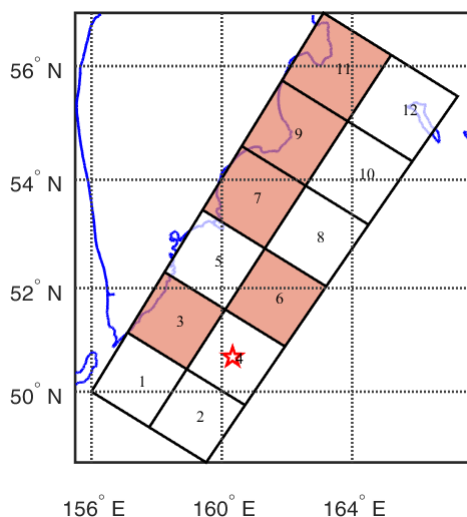


Рисунок Б.15 – Область ожидания  $S_{\text{ож}}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 24.03.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.51$ . В области  $S_4$ , не входившей в  $S_{\text{ож}}$ , 24.03.2013 г. в 04:18:33 (UT) на глубине  $h = 58$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.8$  ( $M = 6.2$ ).

	19.03.2013	20.03.2013	21.03.2013	22.03.2013	23.03.2013	24.03.2013
К-слой	11:45; 13:00					
Es-spread						
Es-r			10:00-10:15; 10:45; 11:15			
Расслоение F2 (V)	21:15	21:15				
Расслоение F2 (H)	01:45; 03:00	00:30; 23:00-23:15; 23:45			05:00; 23:30	20:00; 20:30
F-spread	15:15-16:00; 18:15-19:15	14:00-17:00				

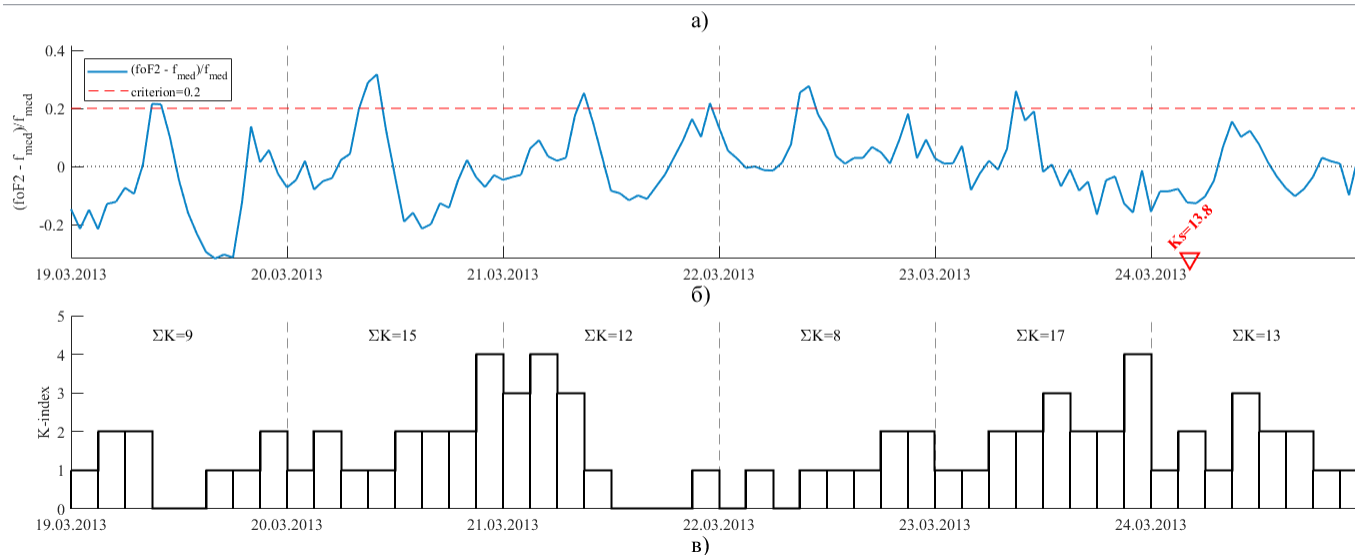


Рисунок Б.16 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 19.03.2013–24.03.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta\text{foF2}/f_{\text{med}}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 13.8$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

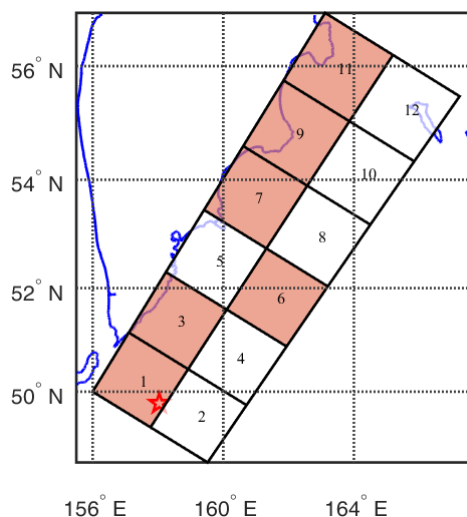


Рисунок Б.17 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 19.04.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.72$ . В области  $S_1$ , входящей в  $S_{ож}$ , 19.04.2013 г. в 19:58:37 (UT) на глубине  $h = 45$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.8$  ( $M = 6.2$ ).

	14.04.2013	15.04.2013	16.04.2013	17.04.2013	18.04.2013	19.04.2013
К-слой	09:45-10:30			10:30-11:00		
Es-spread						
Es-r	15:00-16:00		10:45-11:30	10:00		11:15
Расслоение F2 (V)			15:00-15:45; 16:15; 20:45			
Расслоение F2 (H)		23:15		19:30; 20:15; 21:15	21:45	
F-spread				11:30-13:45	19:30	21:00

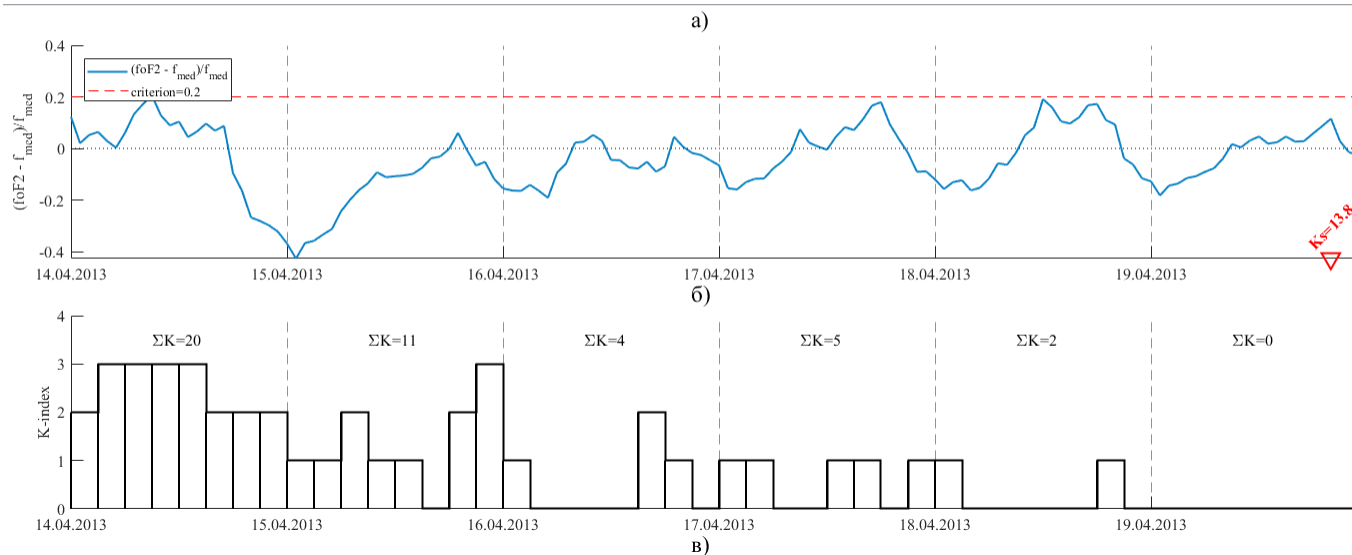


Рисунок Б.18 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 14.04.2013–19.04.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 13.8$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

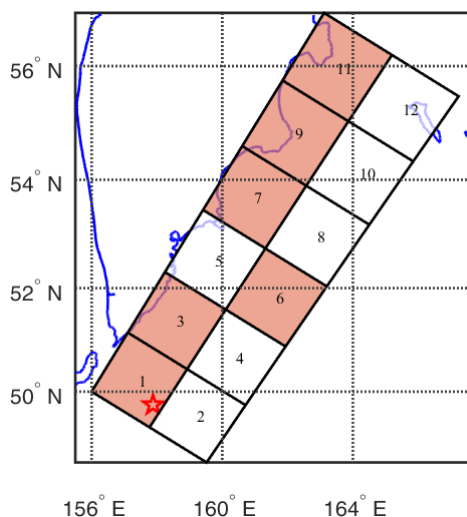


Рисунок Б.19 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 20.04.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.73$ . В области  $S_1$ , входящей в  $S_{ож}$ , 20.04.2013 г. в 13:12:46 (UT) на глубине  $h = 39$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 14.8$  ( $M = 6.7$ ).

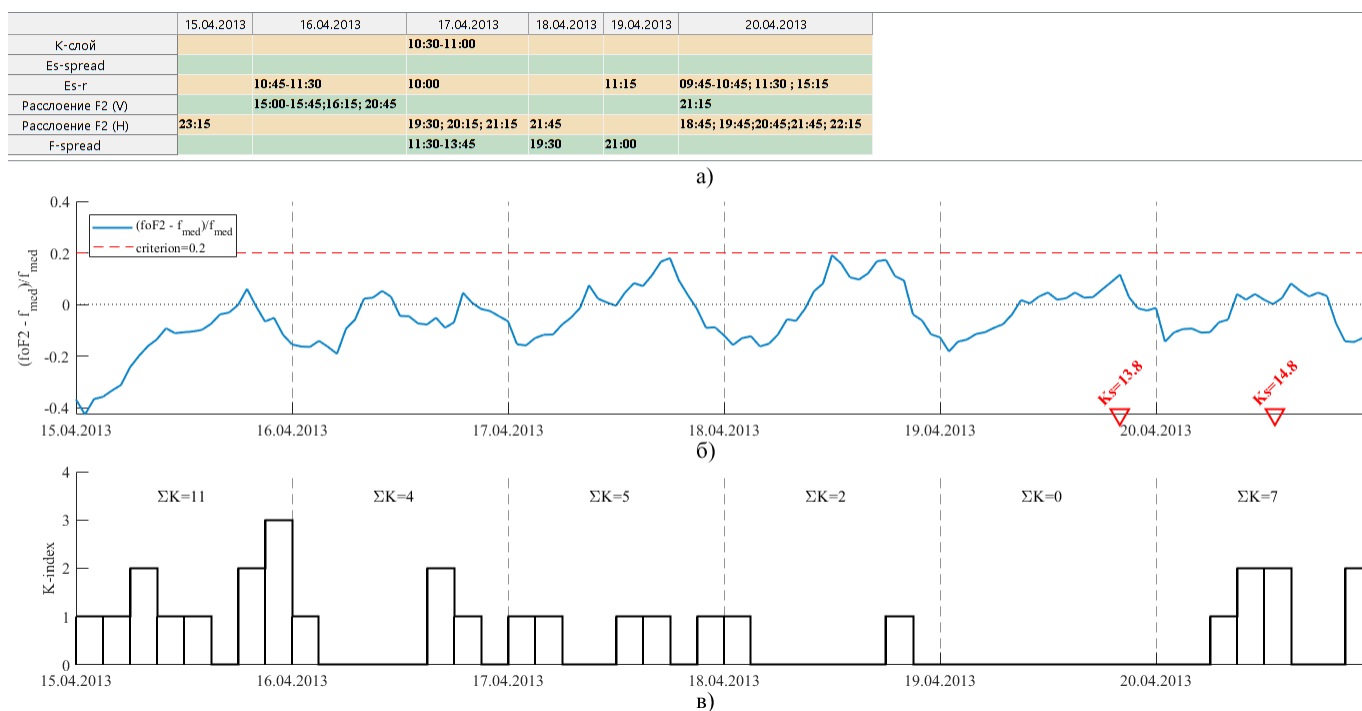


Рисунок Б.20 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 15.04.2013–20.04.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 14.8$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

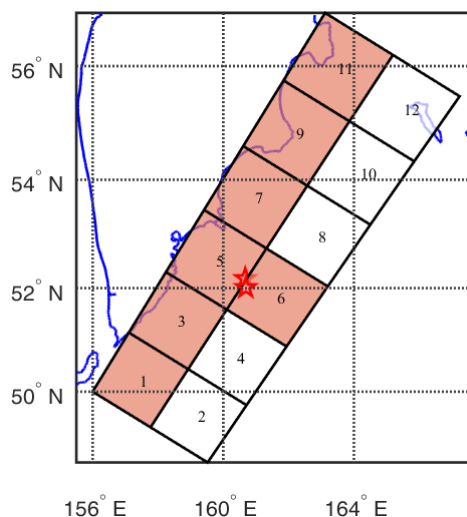


Рисунок Б.21 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 19.05.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.89$ . В области  $S_6$ , входящей в  $S_{ож}$ , 19.05.2013 г. в 18:44:07 (UT) на глубине  $h = 50$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.7$  ( $M = 6.1$ ). В области  $S_5$ , входящей в  $S_{ож}$ , 19.05.2013 г. в 22:40:22 (UT) на глубине  $h = 40$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.5$  ( $M = 6.0$ ).

	14.05.2013	15.05.2013	16.05.2013	17.05.2013	18.05.2013	19.05.2013
К-слой						11:45-12:45
Es-spread						
Es-r	10:30-11:00	12:00; 14:30-15:30		11:00; 11:30-11:45		13:30-14:00
Расслоение F2 (V)				22:45		21:30
Расслоение F2 (H)						
F-spread			20:15-20:30; 22:15		12:45-19:00; 20:30-21:00; 22:00	12:30-17:00

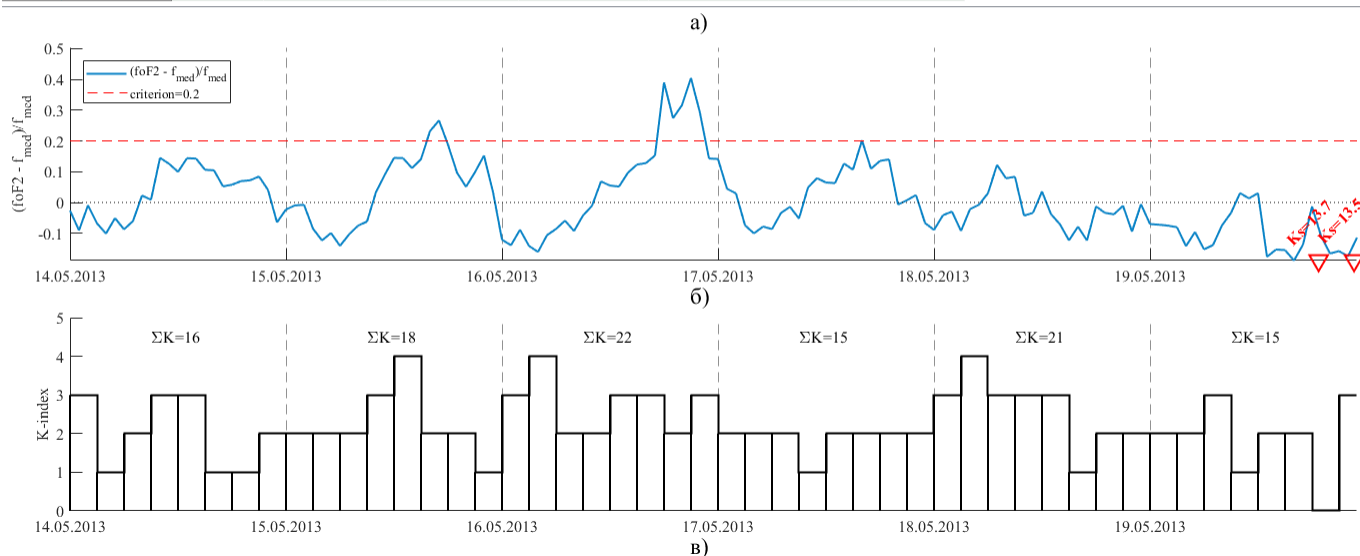


Рисунок Б.22 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 14.05.2013–19.05.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечены землетрясения с  $K_S \geq 13.5$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

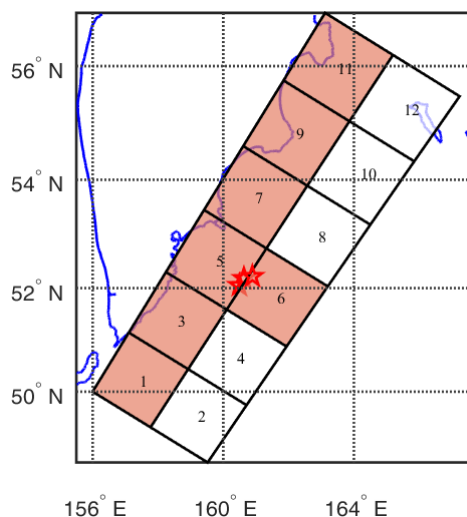


Рисунок Б.23 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 21.05.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.89$ . В области  $S_6$ , входящей в  $S_{ож}$ , 21.05.2013 г. в 01:55:03 (UT) на глубине  $h = 59$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.6$  ( $M = 6.1$ ). В области  $S_5$ , входящей в  $S_{ож}$ , 21.05.2013 г. в 03:08:16 и 05:43:16 (UT) на глубинах  $h = 43$  км и  $h = 48$  км произошли соответственно сейсмические события с  $K_S = 13.9$  ( $M = 6.2$ ) и  $K_S = 14.4$  ( $M = 6.5$ ).

	16.05.2013	17.05.2013	18.05.2013	19.05.2013	20.05.2013	21.05.2013
К-слой				11:45-12:45		
Es-spread						
Es-r		11:00; 11:30-11:45		13:30-14:00	11:00-11:45	10:45-11:15
Расслоение F2 (V)		22:45		21:30		
Расслоение F2 (H)						
F-spread	20:15-20:30; 22:15		12:45-19:00; 20:30-21:00; 22:00	12:30-17:00		13:00-21:00

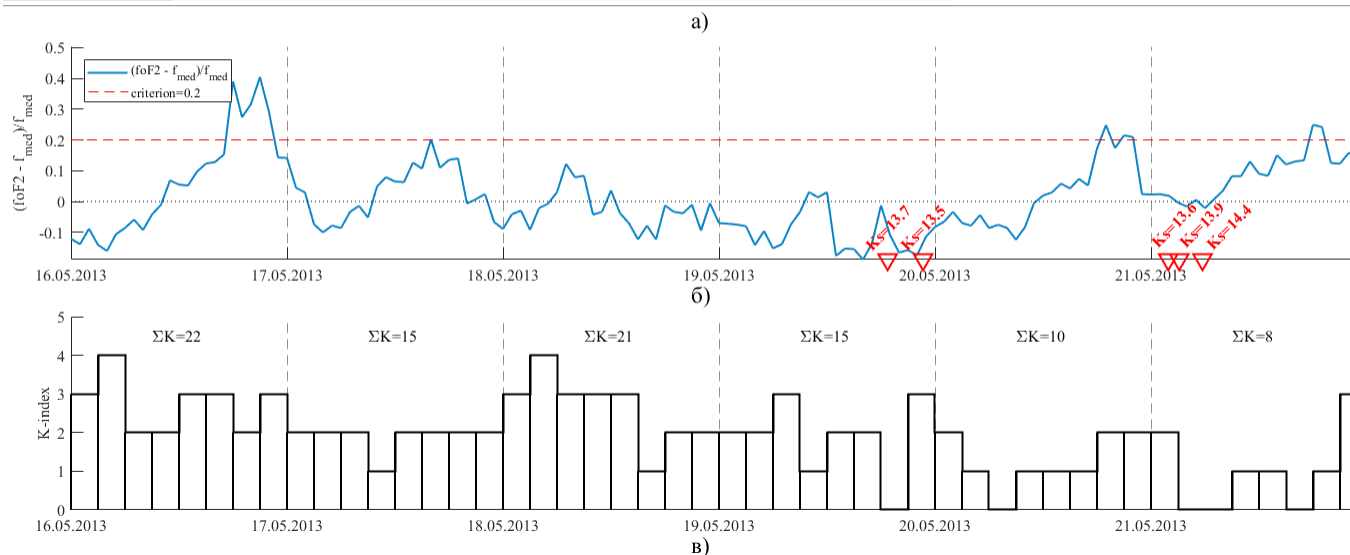


Рисунок Б.24 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 16.05.2013–21.05.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечены землетрясения с  $K_S \geq 13.5$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности K.

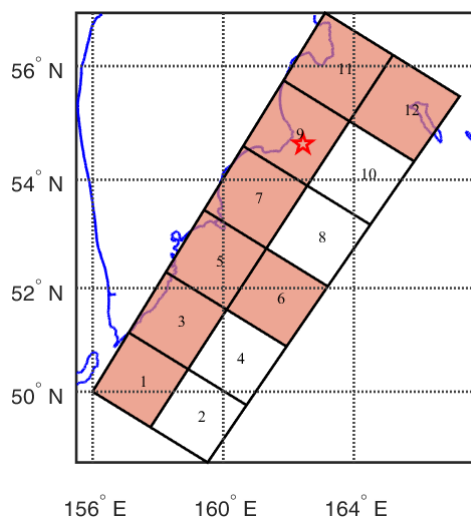


Рисунок Б.25 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 12.11.2013 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.94$ . В области  $S_9$ , входящей в  $S_{ож}$ , 12.11.2013 г. в 07:03:48 (UT) на глубине  $h = 67$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 15.3$  ( $M = 6.9$ ).

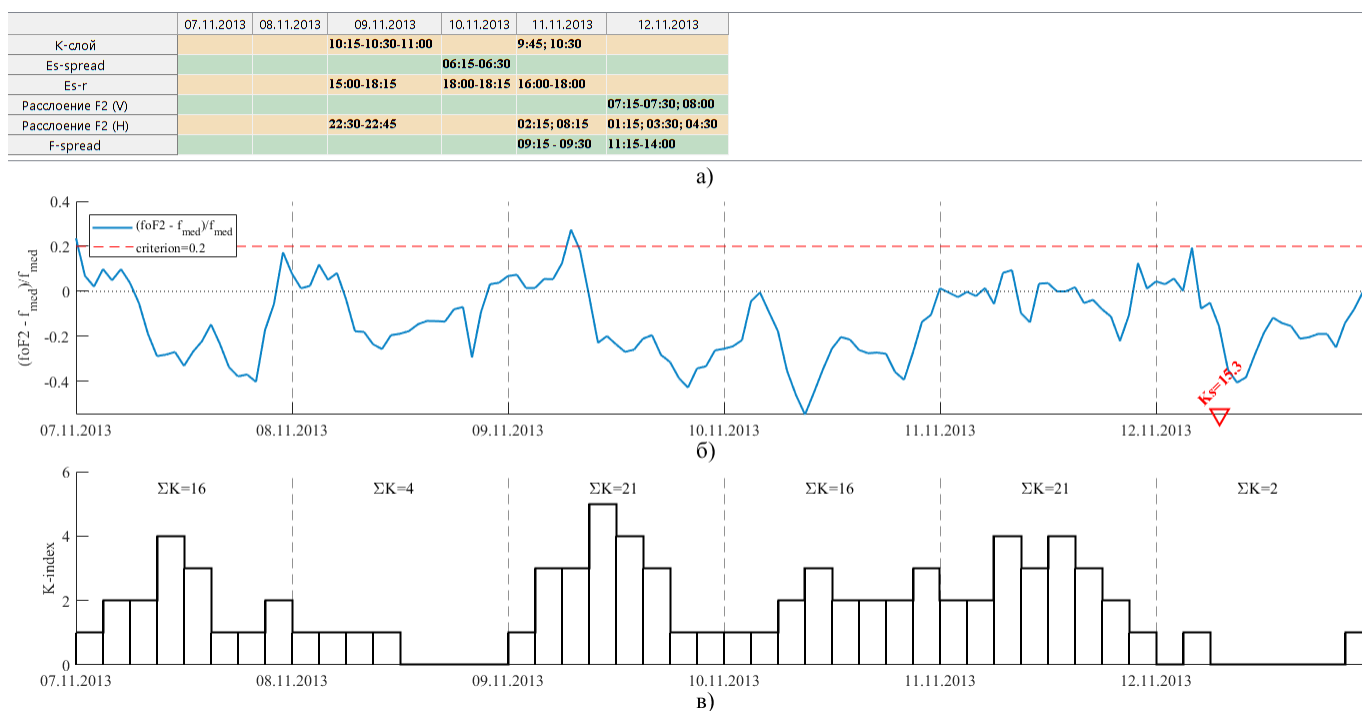


Рисунок Б.26 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 07.11.2013–12.11.2013 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 15.3$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

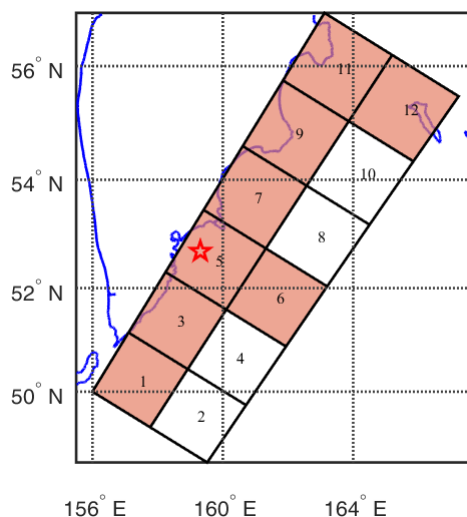


Рисунок Б.27 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 19.02.2015 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.94$ . В области  $S_5$ , входящей в  $S_{ож}$ , 19.02.2015 г. в 16:32:45 (UT) на глубине  $h = 90$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.8$  ( $M = 6.2$ ).

	14.02.2015	15.02.2015	16.02.2015	17.02.2015	18.02.2015	19.02.2015
К-слой				11:00-14:00		
Es-spread						
Es-r			08:00-09:00, 13:00; 14:00		14:00-16:00	
Расслоение F2 (V)						
Расслоение F2 (H)						
F-spread			12:00-13:00; 17:00-19:00	13:00; 18:00-20:00	10:00-11:00; 12:00-15:00	12:00-16:00; 19:00-20:00; 23:00

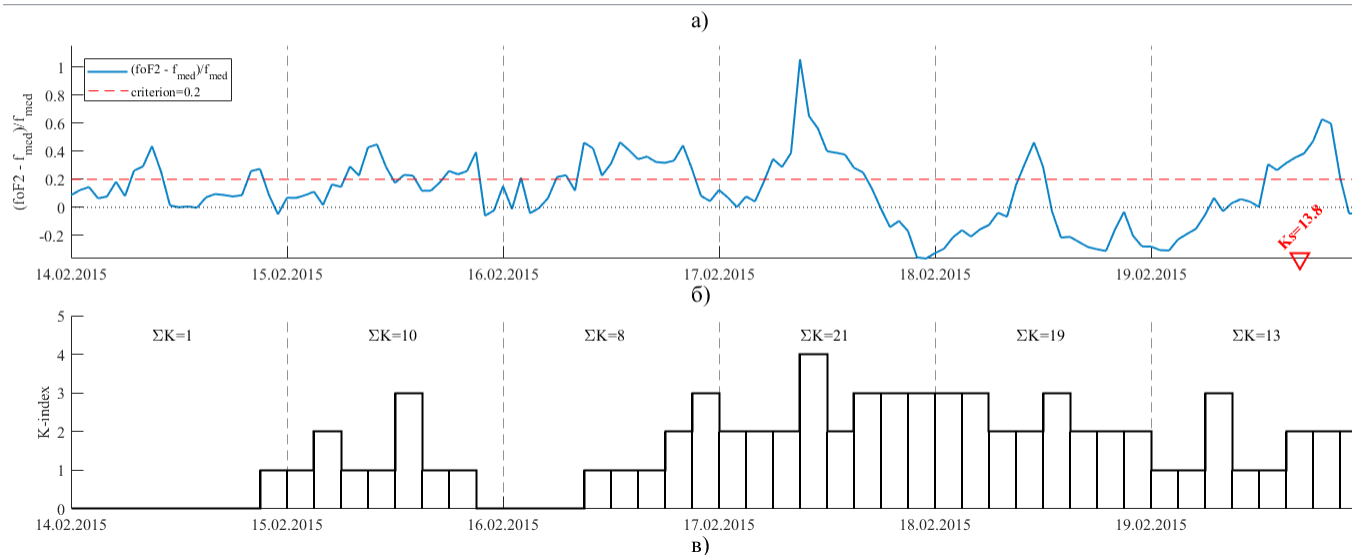


Рисунок Б.28 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 14.02.2015–19.02.2015 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 13.8$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

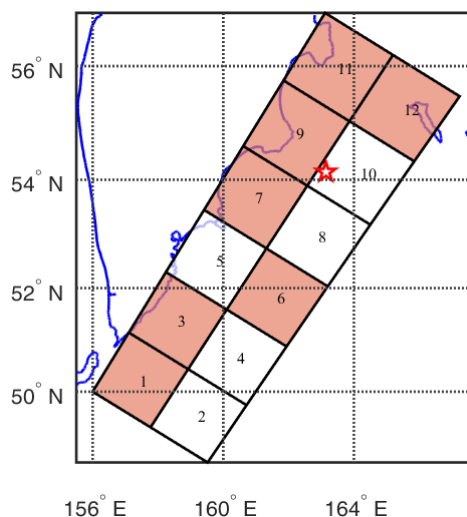


Рисунок Б.29 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 20.03.2016 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.75$ . В области  $S_{10}$ , не входящей в  $S_{ож}$ , 20.03.2016 г. в 22:50:16 (UT) на глубине  $h = 42$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 14.9$  ( $M = 6.7$ ).

	15.03.2016	16.03.2016	17.03.2016	18.03.2016	19.03.2016	20.03.2016
K-слой	12:00-13:15		10:00-18:00	11:00-17:00	09:00-14:45;13:15-13:30	
Es-spread	04:15-06:00		03:00-04:00			
Es-r						
Расслоение F2 (V)		23:00			00:00	
Расслоение F2 (H)						
F-spread						09:00-21:00

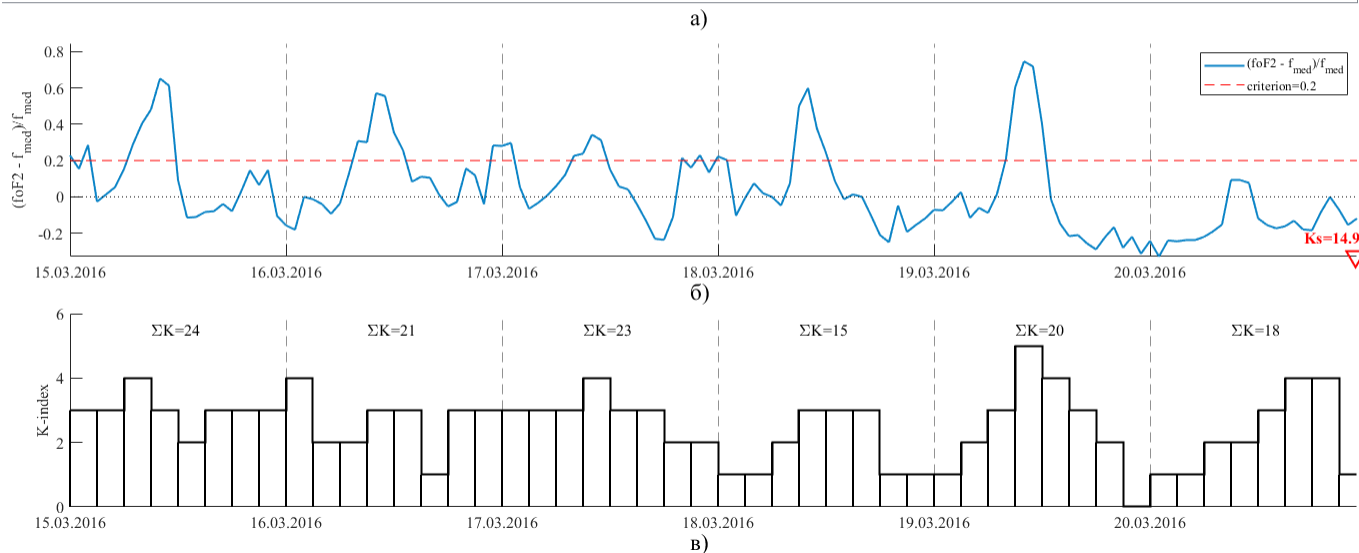


Рисунок Б.30 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 15.03.2016–20.03.2016 гг.: а) K-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 14.9$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .



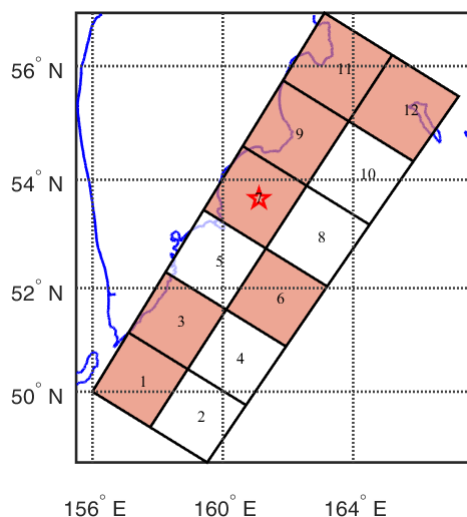


Рисунок Б.31 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 14.04.2016 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.75$ . В области  $S_7$ , входящей в  $S_{ож}$ , 14.04.2016 г. в 03:06:07 (UT) на глубине  $h = 48$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.9$  ( $M = 6.2$ ).

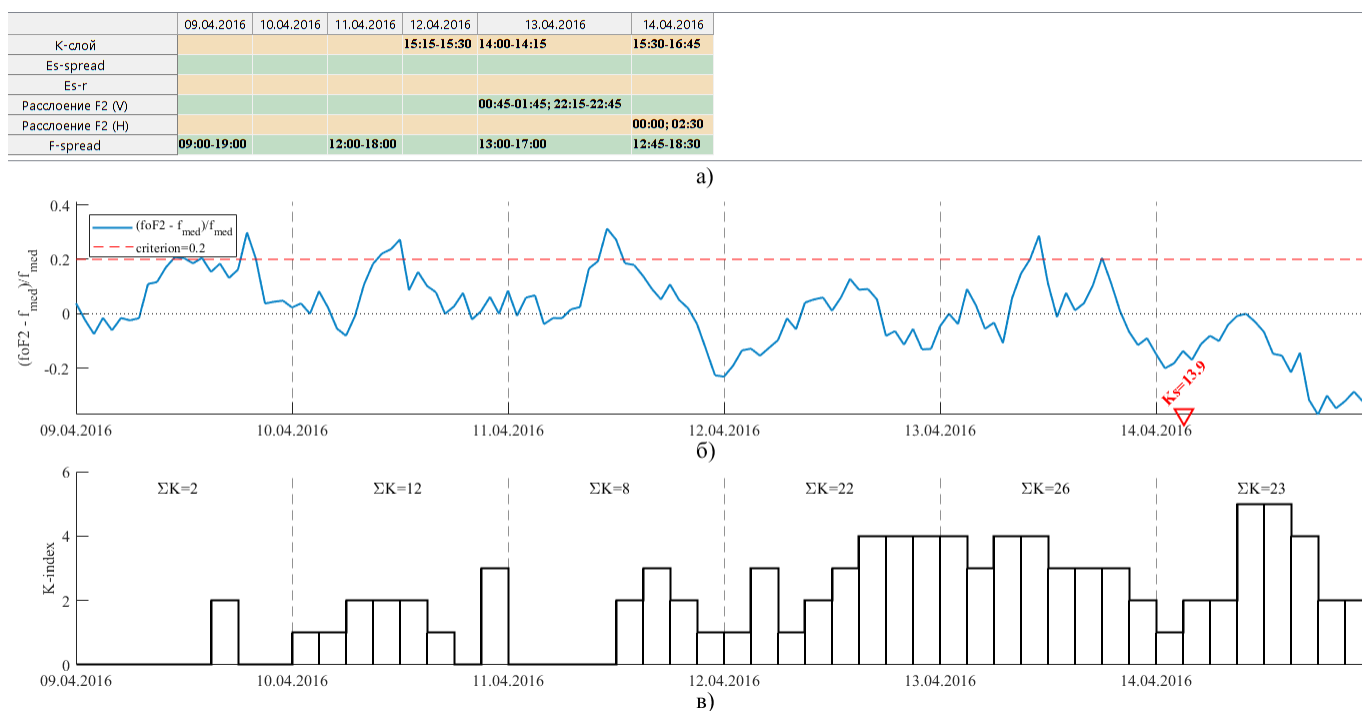


Рисунок Б.32 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 09.04.2016–14.04.2016 гг.: а) K-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 13.9$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

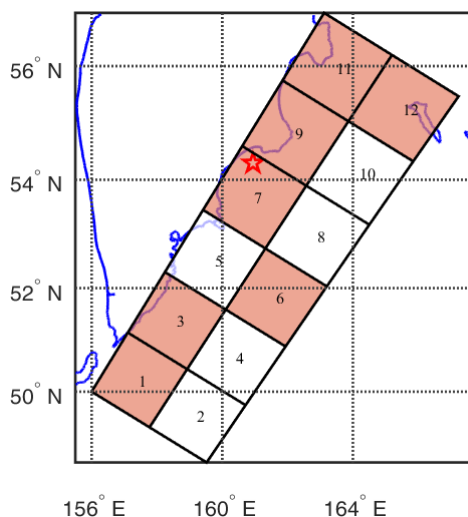


Рисунок Б.33 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 25.11.2016 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.75$ . В области  $S_7$ , входящей в  $S_{ож}$ , 25.11.2016 г. в 07:26:21 (UT) на глубине  $h = 92$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 13.5$  ( $M = 6.0$ ).

	20.11.2016	21.11.2016	22.11.2016	23.11.2016	24.11.2016	25.11.2016
К-слой		10:15			13:45-16:45	09:45-10:00;13:00-13:45
Es-spread			16:00-17:00			
Es-r			19:00-20:00		10:00-11:00	14:00-14:15;15:30
Расслоение F2 (V)	21:00	00:15; 01:15; 03:15;03:30;05:15-06:00;07:00				
Расслоение F2 (H)						00:00
F-spread	14:00-18:00	09:00-20:00	09:00-17:00(Q)	07:00-17:00	07:00-20:00	07:00-20:45

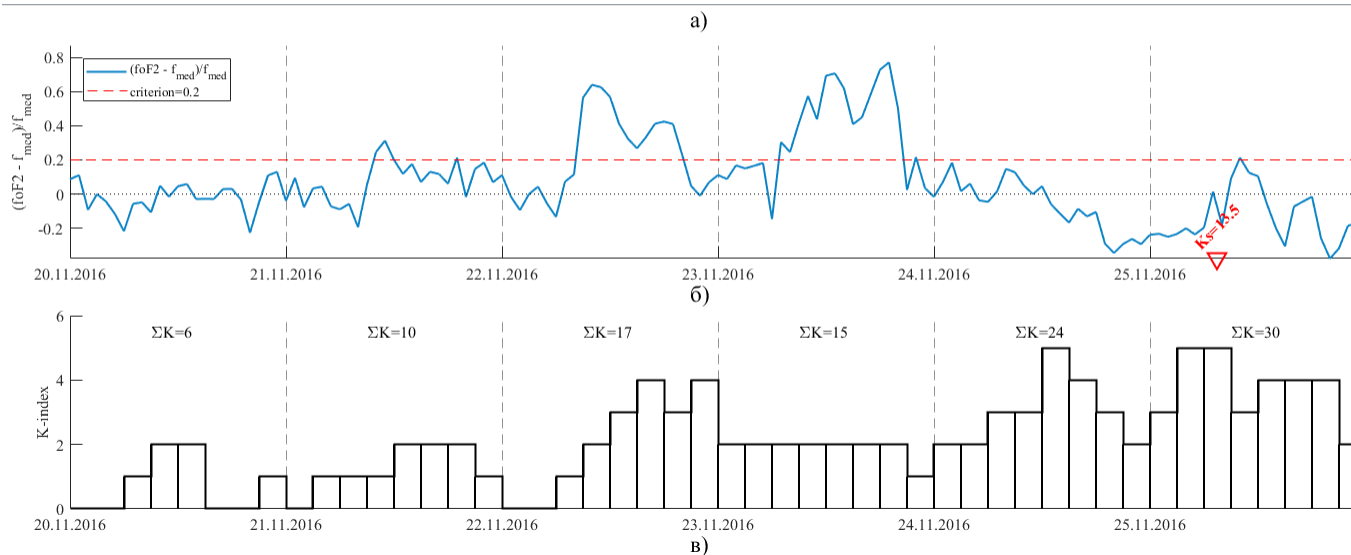


Рисунок Б.34 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 20.11.2016–25.11.2016 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 13.5$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

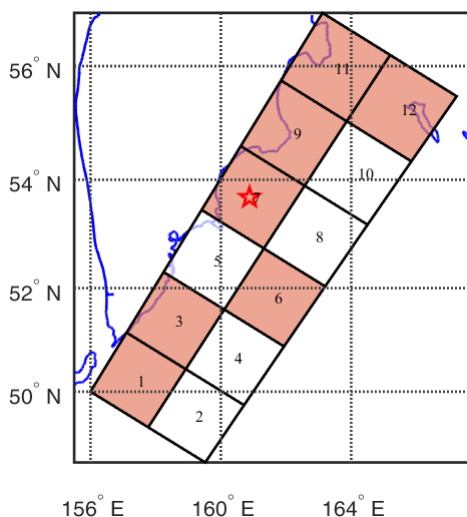


Рисунок Б.35 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 22.12.2017 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.76$ . В области  $S_7$ , входящей в  $S_{ож}$ , 22.12.2017 г. в 14:44:16 (UT) на глубине  $h = 69$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 14.2$  ( $M = 6.4$ ).

	17.12.2017	18.12.2017	19.12.2017	20.12.2017	21.12.2017	22.12.2017
К-слой						
Es-spread		00:00-01:00; 06:00-07:00; 13:00-14:00				09:00-10:00
Es-r		08:30-09:15				
Расслоение F2 (V)						00:00-03:00
Расслоение F2 (H)						
F-spread	13:00; 16:00-21:00	09:00-21:00	07:00; 10:00-21:00; 23:00	10:00-20:00	10:00-12:00; 15:00-17:00; 20:00-22:00	14:00-18:00; 21:00

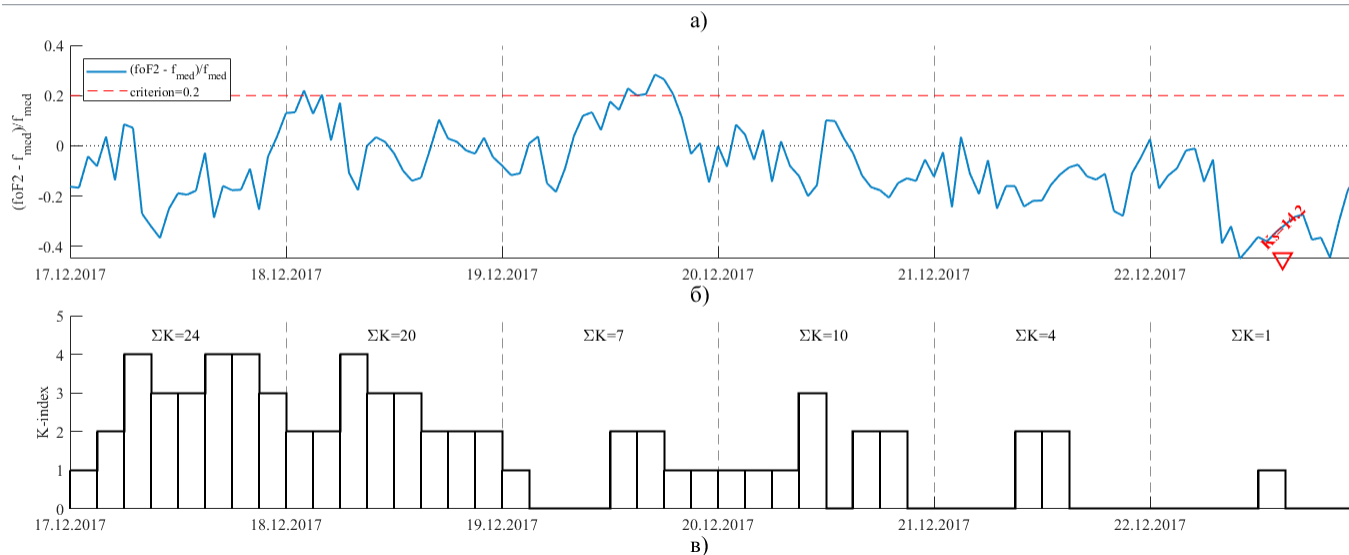


Рисунок Б.36 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 17.12.2017–22.12.2017 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 14.2$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

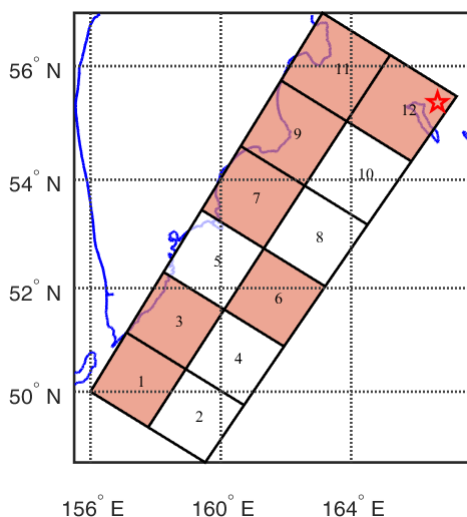


Рисунок Б.37 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 25.01.2018 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.76$ . В области  $S_{12}$ , входящей в  $S_{ож}$ , 25.01.2018 г. в 02:10:30 (UT) на глубине  $h = 46$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 14.0$  ( $M = 6.3$ ).

	20.01.2018	21.01.2018	22.01.2018	23.01.2018	24.01.2018	25.01.2018
К-слой				20:15-20:30		
Es-spread	07:00-11:00	09:00-10:00; 20:00			06:00-07:00	
Es-r				09:00-10:00; 19:15		
Расслоение F2 (V)						
Расслоение F2 (H)					00:00-00:30	
F-spread	15:00-18:00	12:00-14:00	14:00-19:00	07:00; 09:00-22:00	07:00-20:00	08:00-10:00

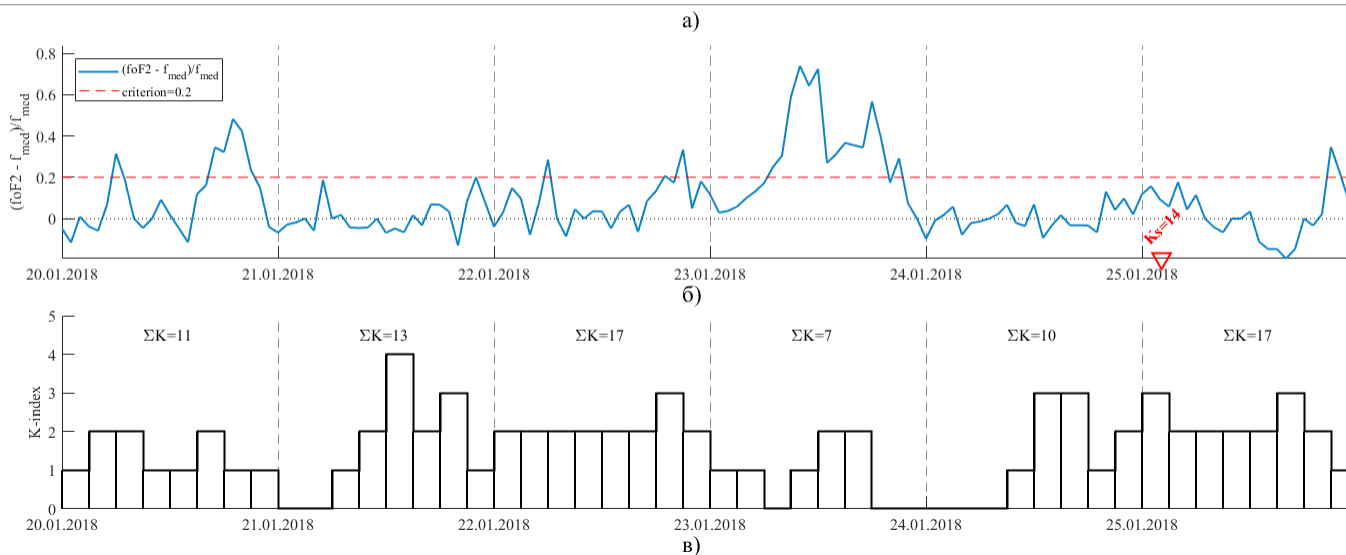


Рисунок Б.38 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 20.01.2018–25.01.2018 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 14.0$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

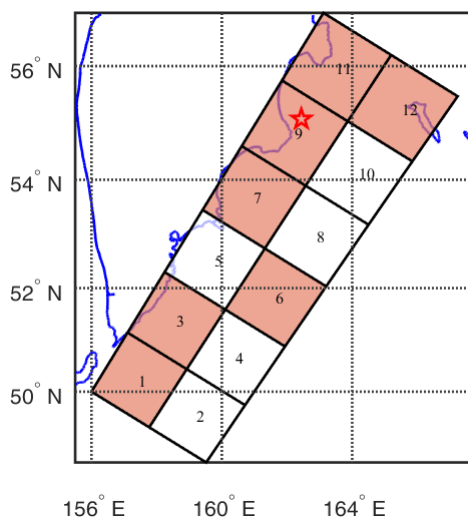


Рисунок Б.39 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 23.05.2018 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.77$ . В области  $S_9$ , входящей в  $S_{ож}$ , 23.05.2018 г. в 01:37:44 (UT) на глубине  $h = 56$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 14.2$  ( $M = 6.4$ ).

	18.05.2018	19.05.2018	20.05.2018	21.05.2018	22.05.2018	23.05.2018
К-слой						14:00-14:30
Es-spread			11:00-13:00; 16:00-19:00	14:00-16:00		
Es-r						11:00-11:15; 15:00; 17:00
Расслоение F2 (V)		20:00				04:00
Расслоение F2 (H)						
F-spread	10:00-15:00; 16:00-18:00	11:15-17:00	13:00-17:00	11:00-15:00; 17:00	10:00-14:00; 16:00-17:00	14:45-15:30; 17:00

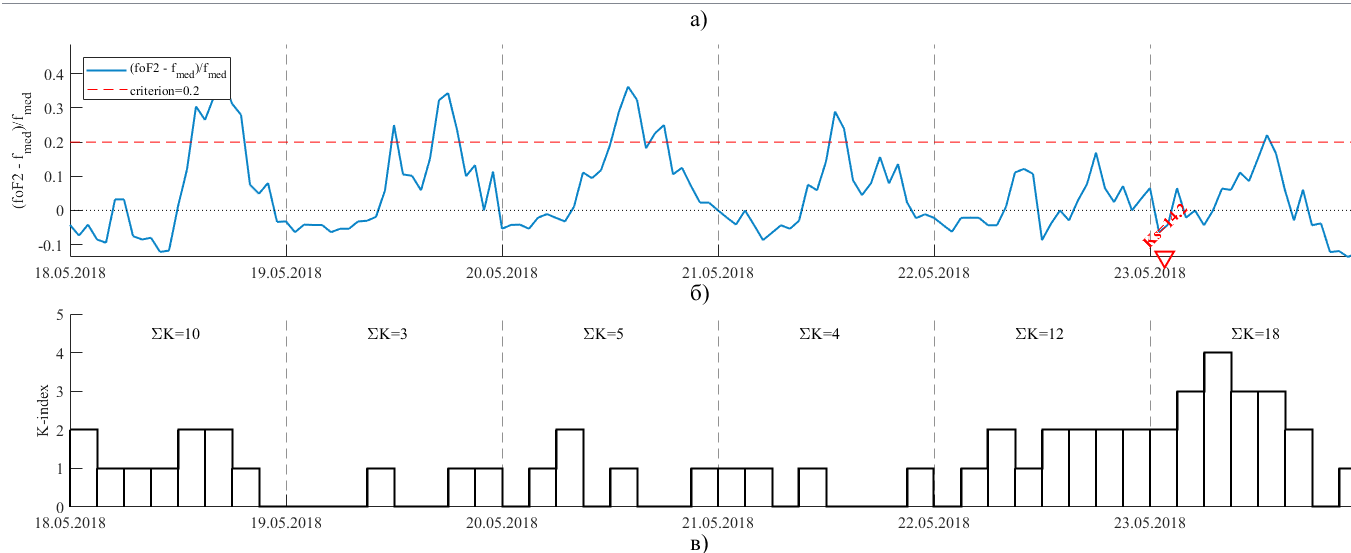


Рисунок Б.40 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 18.05.2018–23.05.2018 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 14.2$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

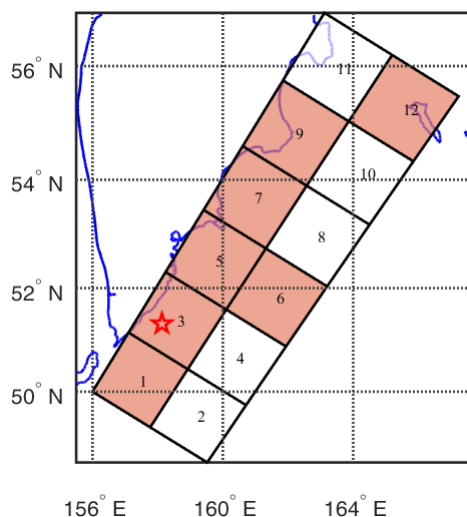


Рисунок Б.41 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 06.07.2018 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.88$ . В области  $S_3$ , входящей в  $S_{ож}$ , 06.07.2018 г. в 01:40:03 (UT) на глубине  $h = 75$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 14.9$  ( $M = 6.7$ ).

	01.07.2018	02.07.2018	03.07.2018	04.07.2018	05.07.2018	06.07.2018
К-слой					14:15	
Es-spread		11:00-12:00				
Es-r				14:00-16:00		15:30-16:00
Расслоение F2 (V)		13:30-14:00		15:45		21:00
Расслоение F2 (H)						
F-spread	16:00-16:15	11:00-13:00		15:30-17:00	09:00-09:30; 15:00-16:00; 16:30	08:00-20:00

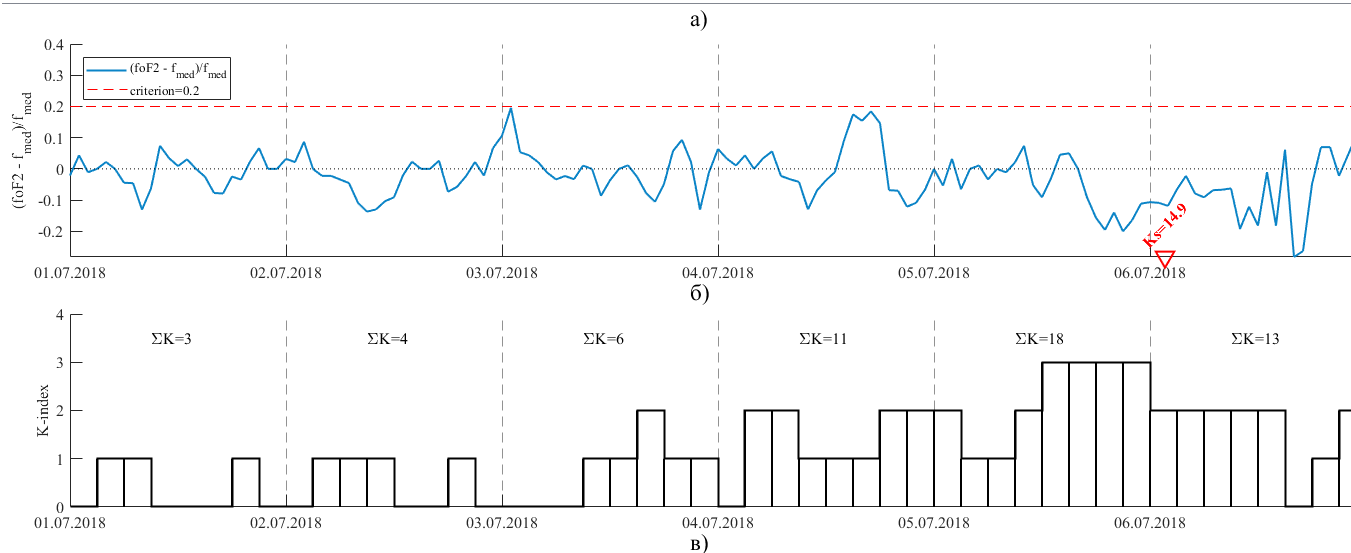


Рисунок Б.42 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 01.07.2018–06.07.2018 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 14.9$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

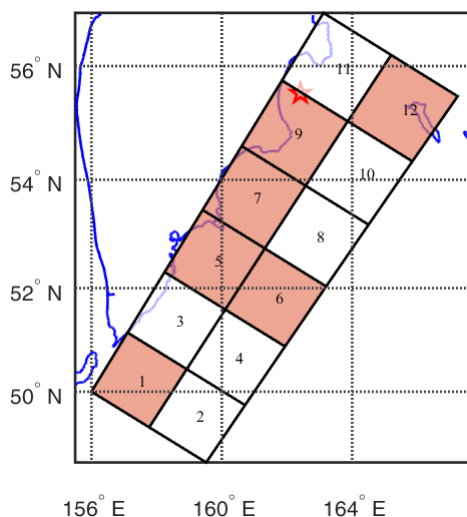


Рисунок Б.43 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 14.11.2018 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.81$ . В области  $S_9$ , входящей в  $S_{ож}$ , 14.11.2018 г. в 21:21:49 (UT) на глубине  $h = 75$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 15.0$  ( $M = 6.8$ ).

	09.11.2018	...	10.11.2018	...	11.11.2018	...	12.11.2018	...	13.11.2018	...	14.11.2018	...
К-слой							08:45					
Es-spread							00:15-01:00;06:00-08:00;11:00-...		06:00-07:00;10:00-11:00		00:30-02:30; 10:00	
Es-r			16:15-18:00				09:30-10:00				14:00-14:15; 16:00	
Расслоение F2 (V)	00:00;01:15-01:30;22:15						23:45		04:15;05:15;08:15;12:30;16:15-17:00		04:15-04:30	
Расслоение F2 (H)	23:00		00:00;00:30-00:45;01:15;01:45;02:15;...		00:15;00:45;01:45;04:15;04:45;05:15		05:30;15:00-16:00;23:00		00:30;02:15;03:30;04:45;22:30;23:00-23:15		00:15;03:30; 06:15; 23:00	
F-spread	10:00; 12:00-19:00		03:45-06:30;08:00-08:45;10:00-21:00		10:00-20:45		06:00; 12:15-14:00		13:15-20:00		06:30-08:00; 11:30-20:30	

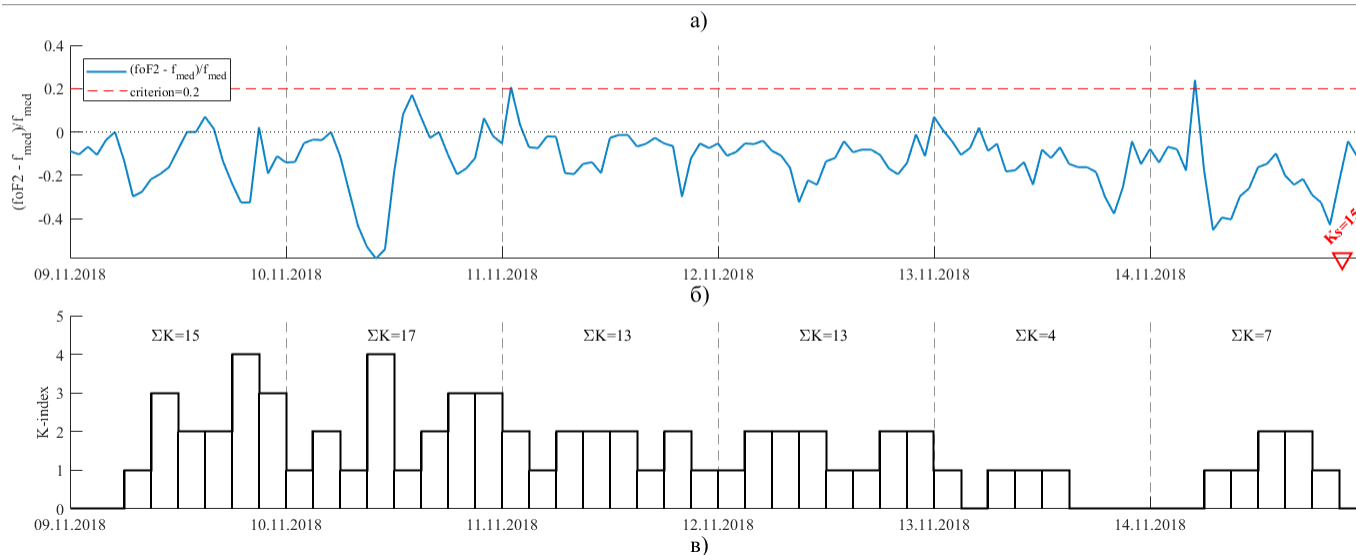


Рисунок Б.44 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 09.11.2018–14.11.2018 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 15.0$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .

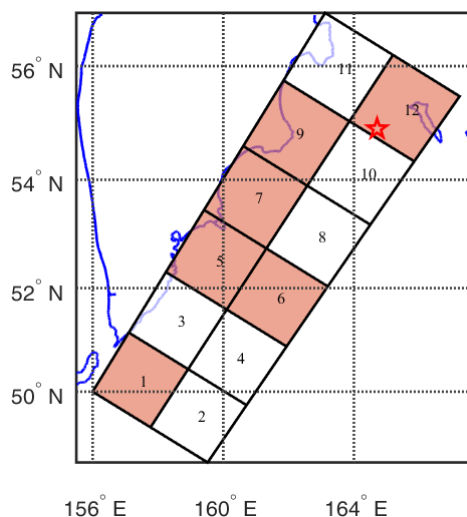


Рисунок Б.45 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 20.12.2018 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.82$ . В области  $S_{12}$ , входящей в  $S_{ож}$ , 20.12.2018 г. в 17:01:53 (UT) на глубине  $h = 54$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 16.1$  ( $M = 7.3$ ).

	15.12.2018	16.12.2018	17.12.2018	18.12.2018	19.12.2018	20.12.2018
К-слой		06:00		09:15-09:45		
Es-spread	05:00-06:00		05:00-10:00;18:30-19:00	05:00		08:00;10:00;21:45
Es-r		10:30		10:15		
Расслоение F2 (V)	22:30			02:15;05:15;06:30-07:00;22:00-22:15;23:00-23:15	22:15	19:00
Расслоение F2 (H)	01:15-01:30;02:30-03:00-03:45;...	00:00;00:45;23:00	02:30-03:30	02:00;02:30	00:15;01:30-02:00; 23:00	05:00;23:15
F-spread	06:00-20:00	05:45-07:00;10:30-22:00	07:00-08:00;10:00;14:00-21:00	12:30-21:00	05:15-07:00;09:45;10:15-21:00;22:45	07:00-15:15;19:30-21:00

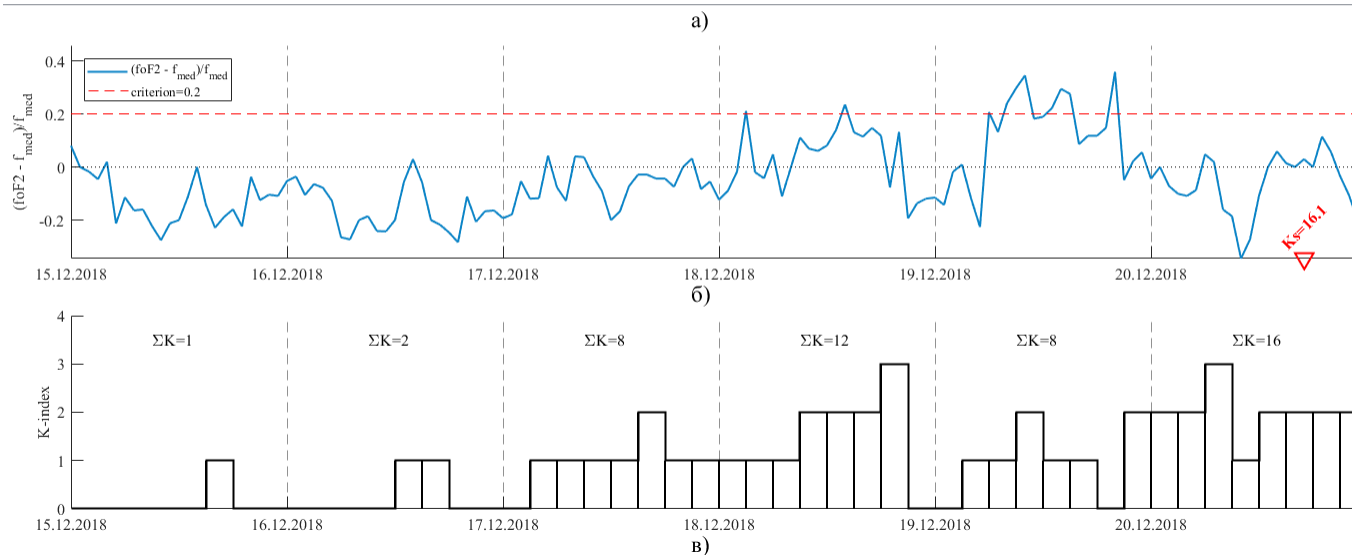


Рисунок Б.46 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 15.12.2018–20.12.2018 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечено землетрясение с  $K_S = 16.1$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .



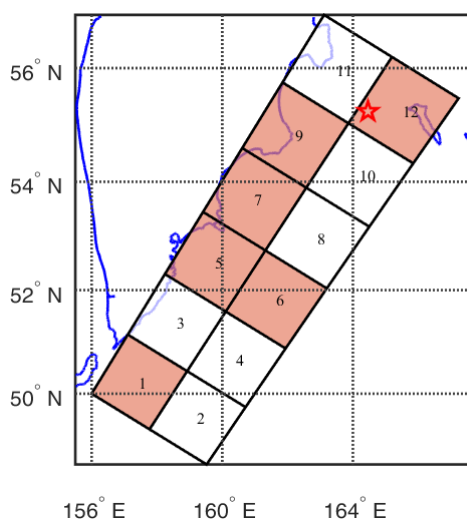


Рисунок Б.47 – Область ожидания  $S_{ож}$  землетрясения с энергетическим классом  $K_S \geq 13.5$ , построенная на начало суток 24.12.2018 г. Условная вероятность наступления землетрясения с  $K_S \geq 13.5$  составила  $P(D_1|E) = 0.82$ . В области  $S_{12}$ , входящей в  $S_{ож}$ , 20.12.2018 г. в 12:41:18 (UT) на глубине  $h = 51$  км произошло сейсмическое событие с  $K_S = 14.6$  ( $M = 6.6$ ).

	19.12.2018	20.12.2018	21.12.2018	22.12.2018	23.12.2018	24.12.2018
К-слой			11:30			
Es-spread		08:00;10:00;21:45	13:00-14:00	13:30-14:00	16:00-17:00;21:15-22:00	05:00;09:15-11:15
Es-r						
Расслоение F2 (V)	22:15	19:00	03:30-03:45		05:45-06:00	
Расслоение F2 (H)	00:15;01:30-02:00;23:00	05:00;23:15	00:00;04:45	00:45-01:00;02:15-02:30;03:00;04:00-04:45		04:45
F-spread	05:15-07:00;09:45;10:15-21:00;22:45	07:00-15:15;19:30-21:00	07:30-21:30	06:00-22:00	06:15-21:15	07:00-08:00;13:00-20:00

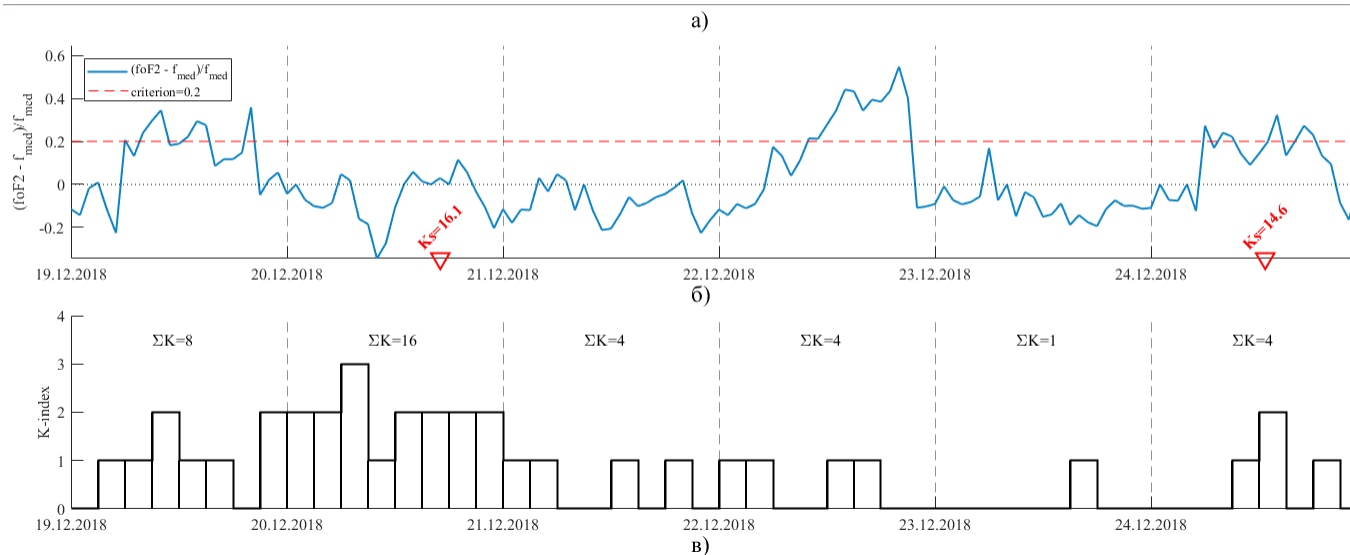


Рисунок Б.48 – Ионосферные и геомагнитный параметры за временной период 19.12.2018–24.12.2018 гг.: а) К-слой, Es-spread, Es типа r, расслоение F2 (режим V), расслоение F2 (режим H), F-spread; б) часовые значения параметра  $\Delta foF2/f_{med}$  (на временной оси отмечены землетрясения с  $K_S \geq 14.6$ ); в) трёхчасовые значения индекса геомагнитной активности  $K$ .