Н.В. Чернева, П.П. Фирстов

ФОРМИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ НА КАМЧАТКЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ



Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт космофизических исследований и распространения радиоволн Дальневосточного отделения Российской академии наук Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН»

Н.В. Чернева, П.П. Фирстов

ФОРМИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ НА КАМЧАТКЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Владивосток Дальнаука 2018 *Чернева Н.В., Фирстов П.П.* Формирование локального электрического поля атмосферы на Камчатке под влиянием природных процессов. – Владивосток : Дальнаука, 2018. – 128 с.

В монографии рассмотрены результаты многолетних экспериментальных наблюдений за напряженностью вертикальной компоненты электрического поля атмосферы (E_Z ЭПА) и ее связей с природными факторами, по данным обсерватории «Паратунка» Института космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН на п-ове Камчатка. Установлена сезонная зависимость E_Z ЭПА от стока радона в приземный слой атмосферы за счет уменьшения проницаемости верхнего слоя грунта в зимний период, что приводит к уменьшению ионизации приземного слоя. Предложены базовые модели источников E_Z ЭПА, на основе которых рассмотрены примеры возникновения краткосрочных аномалий в динамике E_Z ЭПА от некоторых высокоэнергетических метеорологических и геодинамических событий. Приведены примеры отклика в поле E_Z ЭПА при прохождении эруптивных облаков от эксплозивных вулканических извержений. Описан модельный эксперимент воздействия на поле E_Z ЭПА пароводяного облака, возникающего в результате инжекции в атмосферу пароводяной смеси из геотермальной скважины. На основе проведенных исследований предложена феноменологическая модель влияния природных факторов на динамику E_Z ЭПА.

Рекомендована специалистам, исследующим проблемы физики космоса, геофизики, вулканологии и метеорологии.

Cherneva N.V., Firstov P.P. Formation of the local electric field of the atmosphere in Kamchatka under the influence of natural processes. – Vladivostok : Dalnauka, 2018. – 128 p.

Печатается по рекомендации Ученого совета Института космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН.

Рецензент: доктор физ.-мат. наук, профессор Н.Г. Клейменова Ответственный редактор: доктор физ.-мат. наук, профессор Б.М. Шевцов

ОТ РЕДАКТОРА

Электрическое поле приземного слоя атмосферы является важным объектом исследований как в связи с проблемой разработки количественных характеристик процессов, относящихся к глобальной токовой цепи, так и при построении подходов к установлению и описанию природы и механизмов электрических эффектов на границе земная кора/атмосфера. При этом особый интерес вызывает исследование вариаций электрического поля в условиях постоянно присутствующих возмущений различной природы.

Предлагаемая работа систематизирует результаты многолетних экспериментальных наблюдений градиента потенциала электрического поля в приземной атмосфере, который определяет напряженность вертикальной компоненты электрического поля атмосферы (Е, ЭПА) и ее зависимость от природных факторов на обсерватории «Паратунка» Института космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН, расположенной на п-ове Камчатка. Несмотря на массу исследований, посвященных закономерностям поведения электрического поля атмосферы, природа и механизмы изменения локальных электрических полей всё ещё остаются не достаточно изученными. Это обусловлено сложностью проблемы и многофакторностью планетарных и локальных эффектов воздействия на электрическое поле атмосферы. На п-ове Камчатка (обсерватория «Паратунка») исследование ЭПА представляет особый интерес в силу специфики природных условий в этом регионе на фоне техногенно не загрязненной атмосферы Камчатки. Спецификой региона является высокая интенсивность геодинамических процессов в Курило-Камчатской зоне субдукции (землетрясения, извержения вулканов), а также резкая изменчивость метеорологических величин в связи с высокой циклонической активностью северо-западной окраины Тихого океана.

Данная монография представляет собой обобщение многолетних комплексных исследований, проведенных в обсерватории «Паратунка» ИКИР ДВО РАН. Следует отметить, что трудность проводимых авторами исследований состояла в том, что вариации атмосферного электрического поля определяются сложной совокупностью одновременно действующих и сильно изменяющихся во времени метеорологических, геофизических и космических факторов.

© Чернева Н.В., Фирстов П.П., 2018 © «Издательство Дальнаука», 2018 Несмотря на сложность задачи, авторам удалось выявить ряд важных причинно-следственных корреляций.

В монографии проведено тщательное исследование многих возможных факторов, определяющих вариации локального электрического поля на обсерватории «Паратунка», и дана их количественная оценка. Экспериментальный материал, представленный в работе, позволил авторам не только дифференцировать вклад различных природных факторов в поведение приземного электрического поля, но и разработать феноменологическую модель воздействия этих факторов на атмосферное поле.

Монография, проиллюстрированная обширным экспериментальным материалом, объясняющим сложные физические процессы взаимодействия природных явлений, изучением которых занимаются разные области естественных наук, может быть интересна специалистам как в области геофизики, так и в области физики атмосферы. Полученные в данной монографии результаты могут найти применение в метеорологии, геофизике, вулканологии и физике ближнего космоса.

> Доктор физ.-мат. наук, профессор Б.М. Шевцов

предисловие

Изучение электрического поля атмосферы на Камчатке началось с 1990 г., когда на обсерватории «Паратунка» (ПРТ) ИКИР ДВО РАН для измерения градиента потенциала электрического поля в приземной атмосфере, который определяет напряженность вертикальной компоненты электрического поля атмосферы (E_Z ЭПА), был установлен флюксметр «Поле-2» с аналоговой регистрацией (Руленко и др., 1992, 1996). В дальнейшем была создана система для регистрации, хранения и обработки данных E_Z ЭПА в цифровом виде (Бузевич и др., 1998; Смирнов, 2003). С середины 90-х годов XX в. работы по атмосферному электричеству велись под руководством А.В. Бузевича (Бузевич и др. 1998, 2001, 2003, 2004) в лаборатории магнитных гидродинамических полей, в которой работала Н.В. Чернева – один из авторов данной монографии.

По инициативе и под руководством известного российского ученого Е.А. Пономарева, аспиранткой которого стала Н.В. Чернева, с 2003 г. начались планомерные исследования изучения влияния природных факторов на ЭПА на локальном уровне. Полученные результаты были отражены в диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук «Влияние природных процессов на формирование локального электрического поля атмосферы», защита которой состоялась в 2010 г. на заседании совета Д. 212.232.35 при Санкт-Петербургском государственном университете (Чернева, 2010).

На основе анализа многолетних наблюдений вариаций E_z ЭПА с привлечением метеоданных, интенсивности космического излучения, вариаций геомагнитного поля, эксхаляции радона и очень низкочастотного (ОНЧ) электромагнитного излучения авторами монографии разработана феноменологическая модель воздействия природных и околоземных космических процессов на состояние ЭПА. Выделение вклада каждого такого источника в изменения атмосферного электрического поля с учетом взаимодействия всех процессов представляет собой сложную геофизическую задачу. Полученные закономерности обобщены авторами в данной работе.

Как известно, эксхаляция радона является одним из основных природных процессов, влияющих на ионизацию приземного слоя. В конце XX в. в Институте вулканической геологии и геохимии ДВО РАН была создана сеть пунктов мониторинга радона в почвенном воздухе с целью поисков предвестников сильных землетрясений Южной Камчатки (Фирстов, 1999; Фирстов, Рудаков, 2003). При поддержке двух грантов РФФИ (проекты № 99-05-65044, 02-05-64467) удалось оснастить пункты мониторинга подпочвенного радона современной цифровой аппаратурой. В дальнейшем сеть стала основным инструментом комплексных исследований для поиска предвестников сильных землетрясений в районе п-ова Камчатка, проводимых Камчатским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН). Материалы мониторинга почвенного радона позволили установить связь интенсивности стока радона в атмосферу с E_7 ЭПА на годовом интервале.

Авторы выражают искреннюю благодарность и признательность всем, кто рядом с ними работал и обеспечивал непрерывный мониторинг E_z ЭПА на обсерватории «Паратунка» два последних десятилетия и помогал в проведении экспериментов и натурных наблюдений: Г.И. Дружину, И.Ю. Бабаханову, С.Э. Смирнову, С.Ю. Хомутову, И.И. Черневу. Они также отдают дань уважения и признательности большому российскому ученому Е.А. Пономареву, под его научным руководством переосмысливание результатов наблюдений было упорядочено феноменологической моделью, лежащей в основе этой книги. Полезные советы и ценные критические замечания на различных этапах работы авторы получили от В.В. Кузнецова – он был инициатором многих проведенных экспериментов и анализа непрерывного ряда данных, опубликованных в работах (Кузнецов и др., 2007аб, 2008, 2009). Авторы весьма признательны Р.Р. Акбашеву за помощь в оформлении рисунков и участие в написании разд. 4.4. Особую благодарность авторы выражают Б.М. Шевцову, директору ИКИР ДВО РАН в 2002-2017 гг., который на всех этапах поддерживал данные исследования.

введение

Состояние электрического поля атмосферы отражает одновременное воздействие космических, метеорологических и геофизических природных процессов на проводимость атмосферных слоев различных высот. Сочетание разных по происхождению и подверженных сильной изменчивости факторов, влияющих на проводимость атмосферы, создает как сезонные, так и региональные особенности вариаций электрического поля атмосферы. Роль их в ионизационных процессах, происходящих в приземном слое атмосферы, достаточно сложна и неоднозначна. К числу наиболее важных факторов относятся эксхаляция радона, интенсивность галактических космических лучей (ГКЛ), фотоионизационные процессы, вариации потенциала электросферы. Влияние каждого фактора хорошо известно, однако задача исследования их комплексного воздействия на формирование ЭПА в различных условиях с учетом сезонных и региональных особенностей остается актуальной.

Выделение эффектов Форбуш-понижения интенсивности галактических космических лучей и солнечного терминатора в вариациях ЭПА на фоне UT-вариаций является задачей, решение которой можно получить на основе только комплексного анализа геофизических наблюдений. Региональные особенности вариаций ЭПА, кроме метеорологических факторов, обусловлены еще и интенсивностью стока радона в атмосферу, которая, в свою очередь, определяется многими атмосферными и геофизическими процессами. Исследование этих особенностей и их еще не достаточно изученной роли в интенсификации стока радона в атмосферу также дано в работе.

В монографии представлены результаты проведенных исследований влияния природных процессов на формирование E_z ЭПА, по данным обсерватории «Паратунка» (п-ов Камчатка): выделение факторов, влияющих на его временные вариации; изучение особенностей поведения в моменты Форбуш-понижения интенсивности галактических космических лучей и при изменении разности потенциалов между поверхностью Земли и нижней границей ионосферы; оценка влияния циклонической активности. Также затронуты вопросы связи E_z ЭПА с такими высокоэнергетическими геодинамическими процессами, как сильные землетрясения и извержения вулканов.

Для достижения поставленной цели были обобщены литературные данные по затронутым вопросам и сформирована база данных электрического поля атмосферы, метеорологических параметров, эксхаляции радона, геомагнитных вариаций, интенсивности галактических космических лучей (ГКЛ), естественного электромагнитного излучения в очень низком диапазоне частот (ОНЧ-излучения), а также систематизирована обработка данных для выделения отдельных факторов, влияющих на напряженность вертикальной компоненты E_z ЭПА. На основе полученных данных впервые проведен комплексный анализ вариаций напряженности вертикальной компоненты ЭПА, полученных на обсерватории «Паратунка», стационаре «Карымшина» (совместно с КФ ФИЦ ЕГС РАН), с привлечением данных метеорологических параметров, объемной активности радона (ОА *Rn*), геомагнитных вариаций, интенсивности ГКЛ и ОНЧ-излучения. Получена обратная корреляционная зависимость сезонного хода напряженности квазистатического электрического поля в приземной атмосфере и ОА *Rn*.

Рассмотрен отклик в поле E_z ЭПА при прохождении эруптивных облаков от эксплозивных извержений вулкана Шивелуч на расстояниях 50 км и 100 км. Описан модельный эксперимент воздействия на поле E_z ЭПА пароводяного облака, возникающего в результате инжекции в атмосферу пароводяной смеси из геотермальной скважины.

Для моделирования влияния облачных структур от вулканических извержений на E_z ЭПА эпизодически проводились натурные эксперименты на Мутновском месторождении парогеотермальных вод. Выполнены исследования электризации пароводяного облака, возникающего при выпуске пароводяной смеси из скважины, и дана качественная интерпретация полученного результата.

На основе анализа полученных сведений, с учетом вклада всех рассмотренных факторов, предложен один из вариантов феноменологической модели ЭПА.

ГЛАВА 1. ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ И ОСОБЕННОСТЕЙ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Электрическое поле атмосферы, наблюдаемое в любом месте Земли, имеет как глобальную, так и региональную компоненту. Важной задачей является разработка способов разделения локальной и глобальной составляющих. Выделение изменений Е₂ ЭПА, обусловленного местными причинами, производится, как правило, путем сравнения суточного хода, полученного в данном месте, с суточными изменениями Е₂ ЭПА, полученными в безветренную ясную погоду над океанами, в горных и полярных областях. Другой задачей является установление корреляционных и причинно-следственных связей между Е₂ ЭПА и различными физическими факторами глобального и регионального масштабов. Представляет большой интерес восстановление картины откликов Е₇ ЭПА на изменения главных ионизаторов в атмосфере – интенсивности галактических космических лучей и эманаций радона, а также на изменения геомагнитной активности и на вариации атмосферных величин (температуры воздуха приземного слоя, атмосферного давления и влажности) и т.д. Естественно, на показания электростатического флюксметра влияют электрические поля атмосферных неоднородностей (дождевые облака и аэрозольные образования различного происхождения). В годовом и сезонном ходах Е₇ ЭПА присутствует вклад ландшафтных компонент – изменения растительности, снежного покрова. В итоге необходимо обобщение всех найденных причинно-следственных связей, что можно сделать путем создания феноменологической модели.

В данной гл. 1 приводится краткий обзор результатов измерений E_z ЭПА почти вековой длительности на многих пунктах мира с целью поиска обобщенного морфологического портрета, включающего в себя вклад основных факторов, влияющих на E_z ЭПА.

1.1. Глобальная атмосферно-электрическая токовая цепь

Глобальная атмосферно-электрическая токовая цепь определяет в атмосфере баланс электрических токов, условия поддержания электрического поля, а также структуру электрических полей и токов. Данные многолетних измерений электрических характеристик атмосферы вблизи поверхности Земли указывают на существование E_z ЭПА ~102 В/м и электрического тока плотностью ~10–12 А/м². Эти параметры определяются в так называемых условиях хорошей погоды (УХП). Когда отсутствуют резкие колебания E_z ЭПА (по амплитуде значительно превышающие среднее его значение); грозовые явления, всякого рода осадки, иней, метель, туман, изморось, дымка (видимость более 4 км), нижняя облачность; верхняя облачность не более 0.3 неба; скорость ветра не более 6 м/с; градиент потенциала положительный и не превышающий величины 500 В/м (Аллик, Леушин, 1939; Красногорская, 1972, 1984; Семенов, 1982).

Существенная часть Глобальной электрической цепи (ГЭЦ) располагается в нижней атмосфере, где находятся ее основные источники – грозовые генераторы. Система обусловлена метеорологическими процессами, сложна, нестационарна и, кроме того, подвержена антропогенным влияниям. Несмотря на все существующие сложности, ее описание математическими моделями дано в работах (Анисимов, Мареев, 2008; Морозов, 1991, 2001, 2005; Морозов и др., 2000; Морозов, Селезнева, 1988а, б; Морозов, Куповых, 2017; Френкель, 1949; Науѕ, Roble, 1979; Roble, Tzur, 1986; Rycroft et al., 2000, 2007). В настоящее время появилось большое количество обзоров, посвященных экспериментальным и теоретическим достижениям в изучении ГЭЦ (Мареев, 2010; Williams, 2009). Дадим краткое описание наиболее известных моделей ГЭЦ.

1.1.1. Представление о глобальной атмосферно-электрической цепи (ГЭЦ)

Одной из первых моделей электрического состояния нижних слоев атмосферы, не потерявшей значимость до сих пор, является модель шарового конденсатора, впервые предложенная Вильсоном (Морозов, 1991; Volland, 1984). В этой модели электрическое поле в нижних слоях атмосферы существует благодаря тому, что на поверхности Земли и в высоких слоях атмосферы, играющих роль обкладок конденсатора, сосредоточены, соответственно, отрицательный Q_{+} заряды, создающие разность потенциалов ΔU . В результате этого в атмосфере наблюдается электрическое поле с вертикальным градиентом потенциала V'. Благодаря электропроводимости слоев атмосферы, находящихся между земной поверхностью

и верхними слоями атмосферы, которые можно считать находящимися на уровне ионосферы, в атмосфере течет электрический ток I_p , стремящийся разрядить этот естественный конденсатор.

В данном случае возникает вопрос о сохранении отрицательного заряда Земли, так как атмосфера – проводник, то текущий на землю ток положительных зарядов стремится нейтрализовать этот заряд (Швейдлер, 1936). Произойти это должно по результатам расчетов, основанных на экспериментальных данных, за время, равное от 6 мин. для океанов и до 48 мин для Лондонской обсерватории Кью (Kew). Несмотря на это, заряд на поверхности Земли практически не меняется. Для того чтобы поддерживать заряды на обкладках такого конденсатора, необходимы источники тока, заряжающие их, и компенсирующие токи разрядки. В модели Вильсона предполагается, что ток зарядки I_3 возникает во всех областях атмосферы, которые заняты грозовыми облаками и в которых электрическое поле имеет направление, обратное тому, которое наблюдается в областях хорошей погоды (Wilson, 1920).

В конце 70-х годов XX в. была разработана квазистационарная модель электрического поля атмосферы, носящая название модели Робла-Хейса, в которой также основным генератором электрического поля являются грозовые облака (Hays, Roble, 1979). В этой модели использовалось предположение об экспоненциальном характере электрической проводимости атмосферы. С учетом орографии земной поверхности и действия магнитного поля на токовую цепь в верхних слоях атмосферы были получены теоретические распределения ЭПА в нижних слоях атмосферы, в которых ГЭЦ рассматривается как глобальный генератор с использованием эквивалентного контура (рис. 1.1). Каждая гроза действует как генератор со средним значением силы тока, большая часть которого (~80%) течет почти вертикально в ионосферу (вдоль сопротивления R_0), а меньшая (~20%) течет в пространстве, непосредственно примыкающем к облаку по направлению к отрицательному полюсу (вдоль сопротивления $R_{\rm T}$). Ионосфера и земная поверхность для переменного тока являются почти эквипотенциальными слоями ($R_{0'}$, $R_3 << R_{\mu'}$, R_c), так что ток течет через области ясной погоды вниз, к земле $(R_{\mu} \, n \, R_{c})$. Контур замыкается обратными токами от земли к облаку при разрядах молний (R_r , рис. 1.1, δ). Поскольку 90% общего сопротивления сосредоточено в 10-километровом приземном слое ($R_{\mu}/R_{c} \sim 0.9$), то разность потенциалов достигает 0.9 от своего значения уже на высоте 10 км,



Рис. 1.1. Модель глобальной электрической цепи (*a*) и эквивалентная электрическая схема глобальной токовой цепи модели Робла–Хейса (*б*) по: Hays, Roble, 1979; Williams et al., 2003.

3 – земля, Г – гроза, Н – нижняя атмосфера, С – верхняя атмосфера, Т – тропосфера, Д – область динамо слоя, УХП – условия хорошей погоды

и вертикальное электрическое поле грозы будет экспоненциально затухать с высотой, поэтому внутри средней атмосферы образование существенной разности потенциалов весьма затруднительно (Казимировский, 1983).

В работе (Морозов и др., 1988) квазистационарная модель электрического поля атмосферы была обобщена с учетом конвективного токового генератора, действующего в приземном слое атмосферы. Проведенные расчеты показали, что наличие конвективного турбулентного тока приводит к изменению не только локального и регионального, но и глобального электрического состояния атмосферы, которое выражается в изменении потенциала ионосферы.

Дальнейшее развитие этой области исследования атмосферного электричества должно в себя включать, прежде всего, развитие нестационарных моделей (Морозов, 2005). Необходимо также построение физико-математических моделей электрического поля атмосферы в приземном слое с учетом природы земной поверхности (лесов, пустынь, ледников) для одномерного, двухмерного и трехмерного случаев. Численная модель ГЭЦ должна также включать структуры электрических зарядов и модификации электрической проводимости благодаря облакам и туманам. Крупномасштабное (глобальное) представление этих тропосферных процессов необходимо для расчета их влияния на ГЭЦ. Один из способов получения информации по таким глобальным процессам состоит в использовании результатов, полученных в различных моделях общей циркуляции атмосферы. Рассчитанные в этих моделях скорости ветра, температура, влажность, облачность, турбулентность и другие метеорологические величины могут быть использованы для электрической параметризации в глобальных моделях атмосферного электричества (Денисенко, Замай, 1997; Рише, 1996).

1.1.2. Генераторы, поддерживающие электрическое поле атмосферы

Как видно на рис. 1.2, грозовые облака являются не единственным генератором, поддерживающим электрическое поле атмосферы (Троицкая и др., 2000). В качестве дополнительных генераторов, вносящих вклад в создание глобальной разности потенциалов между Землей и ионосферой, привлекаются облака слоистых форм (Имянитов и др., 1971; Филиппов, Шефтель, 2000; Чалмерс, 1974), а также конвективный токовый генератор, действующий в пограничном слое



Рис. 1.2. Глобальная электрическая цепь и ее основные генераторы (Троицкая и др., 2000): высыпания в каспе (1), полярной шапке и авроральной зоне; волновые изменения электрических параметров ионосферы и магнитосферы (2); возмущения, связанные с неоднородностями профиля проводимости атмосферы (3); антропогенные источники (4); литосферно-электрические источники (5); грозовой генератор (6)

атмосферы (Морозов и др., 1988). В качестве процессов, приводящих к появлению у поверхности Земли некомпенсированных электрических зарядов, рассматривают метели, пыльные бури, сейсмическую активность, влияние восхода Солнца и др. (Руленко, 1979, 2000; Руленко и др., 1992; Смирнов, 1999; Смирнов, 2005; Kasemir, 1956; Druzhin et al, 2009; Harrison et al, 2010). В работе (Морозов, Куповых, 2017) рассмотрена задача математического моделирования глобальной атмосферно-электрической цепи с учетом различных генераторов, действующих в атмосфере. Исследованы стационарная и нестационарная модели ГЭЦ с учетом грозовых облаков, как генераторов электрического поля атмосферы, а также конвективный токовый генератор, действующий в пограничном слое атмосферы, модулирующий это электрическое поле.

Для того чтобы с уверенностью можно было отделить вклад тех или иных генераторов, большое внимание уделяется исследованию вариаций электрического поля, которые обусловлены как локальными, так и глобальными факторами. Физико-математическая модель электрического состояния атмосферы может служить базой для теоретических расчетов влияния антропогенных воздействий на параметры ГЭЦ. На основе таких расчетов можно определить, носит ли воздействие на ГЭЦ локальный (местный) и региональный характер или оно становится глобальным, оценить при заданных изменениях проводимости λ изменение напряженности электрического поля E_z , плотности электрического тока J, потенциала электрического поля U, плотности электрического заряда ρ .

Таким образом, одной из особенностей электрических процессов атмосферы является их двойственный характер, который порождает нелегко отделяемые один от другого эффекты местного и глобального масштабов. Задача дальнейших исследований в области атмосферного электричества состоит в разработке методики выделения из общей совокупности полей у земной поверхности компонент от различных источников, в изучении морфологии и закономерностей их изменений и в создании на основе этого количественной теории работы глобальных и локальных источников электрических полей.

1.1.3. Эффекты глобального масштаба

Контур ГЭЦ, помимо атмосферного участка, включает в себя ионосферную и литосферную оболочки, которые открыты внешним воздействиям. Межпланетное магнитное поле (ММП), влияющее на изменение интенсивности потока галактических космических лучей, корпускулярные и волновые потоки, оказывает воздействие на ГЭЦ через внешнюю поверхность магнитосферы и каспа (Tinsley, 2000; Tinsley, 2004). В названных геосферных оболочках изменение ЭПА проявляется одновременно по всей Земле.

Сохранение отрицательного заряда Земли должно соответствовать сохранению потенциала электросферы, которая занимает область высот порядка 50–60 км (основание ионосферы). Здесь вследствие быстрого роста проводимости с высотой образуется область равного потенциала, слой выравнивания, своего рода электростатический экран, рассматриваемый как «квазиэлектрод», где токи, идущие вверх от грозы, становятся горизонтальными и затем поворачиваются вниз к Земле в области ясной погоды. Пространственный масштаб глобального размера, из теоретических соображений, будет равен высоте электросферы и более. Региональный масштаб будет находиться по размеру внутри глобального с временным шагом порядка полусуток (от рассвета до заката).

1.1.4. Эффекты местного масштаба

Эффекты местного масштаба определяются метеорологическими условиями, характерными для данного района: облака, циклоны, осадки, туман, пыльные бури, вулканические выбросы, землетрясения, – вызывают изменение E_z ЭПА с периодами в диапазоне от долей секунды до нескольких часов. Среднее значение E_z ЭПА меняется весьма значительно в зависимости от места наблюдения, что может быть связано с различиями средних значений проводимости вблизи поверхности Земли. Согласно современным представлениям, антропогенное воздействие на ГЭЦ определяется выбросом аэрозольных и радиоактивных веществ в атмосферу в результате человеческой деятельности.

1.2. Регулярные вариации

В спокойные дни или УХП E_z ЭПА над морем и в полярных областях определяется в данный момент времени и в данной точке пространства в основном унитарной вариацией, одинаковой для всей Земли. Кроме этого существует ещё ряд регулярных вариаций электрического поля. К ним следует отнести в первую очередь следующее: 11-летний, годовой (сезонный), 27-суточный, суточный (Красногорская, 1984).

1.2.1. Вековой ход и одиннадцатилетняя периодичность в напряженности ЭПА

Вариации 11-летнего периода обычно прослеживаются во внутривековом ходе напряженности ЭПА. По данным работ (Harrison, 2002, 2004; Märcz, Harrison, 2003; Williams, 2003; Williams et al., 2005), отмечается вековое снижение в E_z ЭПА, которое объясняется уменьшением интенсивности космических лучей (Harrison, 2005). Как видно на рис. 1.3, по данным 70-летних наблюдений E_z ЭПА в Шотландии на обсерваториях Эскаделемуир (Eskadlemuir) и Лервик (Lerwick), вековое снижение E_z ЭПА достигает более 50% за 100 лет (Harrison, 2002, 2004).

Более детальное изучение концепции глобального векового понижения *E*_z ЭПА сделано в работе (Märcz, Harrison, 2003). Анализируя



Рис. 1.3. Динамика *E*_Z ЭПА (*a*); температуры (*б*); интенсивности космических лучей (*в*) на Шотландской обсерватории Eskadlemuir за период наблюдений с 1912 по 1982 г. (Harrison, 2005)

понижение E_z ЭПА за последние десятилетия в этой работе, по данным трех обсерваторий Eskadlemuir (Шотландия), Кеw (Англия) и Nagycenk (Венгрия), мы сделали предположение о том, что присутствие растущих деревьев, расположенных недалеко от датчика, возможно, влияет на долгосрочные вариации измеряемой E_z ЭПА, тем самым объясняя сорокалетнее снижение напряженности ЭПА экранирующим эффектом растущих деревьев. В работах (Williams, 2003; Williams et al., 2005) предложена альтернативная интерпретация, основанная на местных вариациях в загрязнении воздуха.

В работе (Аллик, Леушин, 1939), по данным длительных наблюдений E_z ЭПА на Павловской обсерватории, также прослеживается понижение среднего значения на 13% за двадцать исследуемых лет. Таким образом, практически на многих пунктах наблюдений в течение длительного времени наблюдается снижение средней величины E_z ЭПА, примерно равное 5% за 10 лет, но единого объяснения его векового снижения на сегодняшний день нет.

В известной монографии Д.А. Чалмерса (1974) проанализированы данные многих авторов и сделан вывод о том, что тренд уменьшения E_z ЭПА может быть объяснен увеличением ионизации, связанной с β -излучением больших площадей почвенного покрова. Предположительно источником β -излучения могли быть выпавшие в виде аэрозолей радионуклиды, связанные с продуктами распада наземных и воздушных ядерных взрывов, которые интенсивно проводились в США и СССР в середине прошлого столетия.

Кривая векового хода E_z ЭПА, по наблюдениям в г. Слуцке (г. Павловск) за период 1916–1935 гг., имеет ясно выраженную периодичность, которая коррелирует с кривой числа солнечных пятен, причем с ростом числа солнечных пятен увеличивается E_z ЭПА (Аллик, Леушин, 1939). Среднее значение за год E_z ЭПА на всех станциях Британских островов, а также Франции и Испании в период 1902–1922 гг. было выше в годы максимума солнечных пятен и ниже в годы минимума (Герман, Голдберг, 1981). Амплитуды суточного и годового хода градиента потенциала проявляют явную положительную корреляцию с числом солнечных пятен на протяжении двух солнечных циклов.

1.2.2. Годовой (сезонный) ход напряженности ЭПА

Годовой ход E_Z ЭПА для северного полушария изучен достаточно хорошо и для большинства станций имеет вид простой волны с максимумом зимой и минимумом летом (рис. 1.4, *a*). Для южного полушария

данные противоречивы: для некоторых станций имеется максимум в холодное время года, в то время как для других станций – в теплое (Аллик, Леушин, 1939; Красногорская, 1972; Марковкин, Семенов, 1980; Махоткин, 1970; Тверской, 1962; Филиппов, 1960; Чалмерс, 1974). Вероятной причиной одновременного изменения E_z ЭПА, амплитуда которого составляет в среднем 32% для всей Земли, по данным работы (Парамонов, 1950а), следует признать годовой ход поверхностной плотности заряда Земли, обусловленный неравномерным переносом заряда в течение года во время грозовой деятельности и осадков.

Для проверки грозовой теории существования годовых вариаций было проведено сопоставление Е₇ ЭПА с размерами площадей на земном шаре, занятых грозами. В результате было показано, что кривые годового хода Е, ЭПА и размеры площадей мировых гроз находятся в противофазе (Лободин, 1972). Для оценки роли негрозовых облаков в вариациях заряда Земли исследовался их годовой ход. Было установлено, что изменение заряда Земли за счет годовой вариации облачности составляет ~ 3%. Это указывает на то, что облачность как грозового, так и негрозового происхождения не может быть причиной годовых вариаций E_z ЭПА. Наиболее правдоподобное объяснение годового хода можно найти из известного факта обратной зависимости Е, ЭПА от проводимости (Тверской, 1949; Чалмерс, 1974). В свою очередь проводимость воздуха (о чем будет ещё сказано более подробно ниже) почти полностью обусловлена концентрацией легких ионов, величина которой связана с наличием аэрозолей в приземном слое атмосферы и естественной радиоактивностью дневной поверхности в пункте регистрации.

Таким образом, годовой ход может формироваться за счет локальных причин, например в результате вариации температуры воздуха в течение года. Так, в работе П.Н. Тверского (1949) годовые вариации E_7 ЭПА связываются со сменой холодного и теплого времен года.

В средних широтах северного полушария годовой ход E_z ЭПА имеет максимум в зимние месяцы (декабрь – февраль) и минимум летом (июнь – август), причем амплитуда годовых колебаний уменьшается от средних широт к более южным и к полярным областям. Что касается южного полушария, то здесь наибольшие значения в некоторых местах также падают на холодные месяцы (декабрь – февраль), но некоторое число пунктов дает максимальные значения в теплые месяцы (июнь – июль) и минимальные – в холодные. Авторы работы (Марковкин и др., 1980) для оценки типичности годового хода воспользовались разложением в гармонический ряд, что позволило количественно увидеть годовой ход в развернутом виде с выделением главных компонентов. В результате был обнаружен сезонный ход в E_z ЭПА, связанный с периодами равноденствий, когда склонение Солнца равно нулю, с минимальными значениями напряженности в первой половине апреля и в первой половине октября.

Кроме того, на основании просмотра различных данных, были замечены существенные изменения в годовом ходе E_z ЭПА (рис. 1.4, δ), коррелирующие по времени с появлением и сходом снежного покрова (Махоткин, 1980). Непосредственное влияние снега на E_z ЭПА невозможно отрицать вследствие экспериментально обнаруженного эффекта – изменения гамма-излучения снежного покрова, обусловленного концентрацией радона, что используется для оценок влагозапасов снега дистанционным методом (Махоткин, 1990). Однако этот эффект не является определяющим, и можно допустить, что наличие снежного покрова служит лишь индикатором резкого изменения другого процесса, например испарения. К этому необходимо добавить, что, в отличие от северного полушария, в южном полушарии практически



Рис. 1.4. Годовой ход напряженности ЭПА в процентах от среднего (*a*) по Парамонову (1950): 1 – северное полушарие, 2 – южное полушарие, 3 – весь Земной шар, 4 – океаны обоих полушарий. Годовые вариации различных параметров (*б*) по Махоткину (1990): 1 – площадь снежного покрова *S*, 2 – экс-халяции радона *ex*, 3 – *E*_Z ЭПА в обсерватории Ча-Па (Вьетнам), 4 – *E*_Z ЭПА над океанами в процентах от среднего

отсутствует зимой снежный покров. Вместе с качественным подобием условий, при которых формируются максимумы в годовом ходе напряженности ЭПА в разных полушариях, имеются и очень существенные различия в обстановке, затрудняющие пока получение окончательного вывода о причинах, вызывающих годовые вариации E_7 ЭПА.

1.2.3. Унитарная вариация в суточном ходе напряженности ЭПА

Существуют многочисленные работы, посвященные изучению суточного хода E_z ЭПА (Аджиев, 2004; Анисимов, 2003; Анисимов, Мареев, 2008; Болдырев и др., 2003; Красногорская, 1972; Махоткин, 1969, 1982, 1990; Морозов, 1991; Тверской, 1949, 1962; Филиппов, 1990; Чалмерс, 1974; Согпеу et al., 2003; Frank-Kamenetsky et al., 2001). Считается, что суточный ход является достаточно изученным, хотя результаты измерений суточных вариаций E_z ЭПА в разных частях земного шара при условии хорошей погоды существенно отличаются друг от друга. Средние суточные значения E_z ЭПА зависят от широты: они максимальны в умеренных широтах и минимальны у экватора и в полярных областях и отличаются по величине примерно в 3 раза (Лободин, 1980).

В зависимости от места наблюдений и сезона выделяются три типа формы суточного хода E_z ЭПА на уровне Земли (Морозов, 1991):

I – суточный ход имеет один максимум и один минимум;

II – суточный ход с двойным максимумом и двойным минимумом;

III – универсальный суточный ход.

Суточный ход I типа в E_z ЭПА наблюдается в течение дня на континентальных станциях, особенно в сельской местности. Для него характерно появление минимума ~4 ч по местному времени (LT) и максимума после полудня. Амплитуда колебаний составляет 60% от среднего значения. Для суточного хода II типа характерны два минимума в ~4 ч и 14 ч и два максимума в ~9 ч и 21 ч LT. В противоположность утреннему минимуму оба максимума смещаются с восходом и заходом Солнца (Аллик, Леушин, 1939; Тверской, 1962). В некоторых случаях утренние максимумы исчезают в зимние месяцы.

Суточный ход *III* типа – это вариация простого колебательного типа, наблюдается в открытом море, высокогорных и полярных областях. Минимум возникает в ~4 ч, а максимум около ~18–20 ч по сред-

нему мировому времени (UTC). Такая составляющая в суточном ходе проявляется одновременно по всему земному шару и носит название UT-вариация. Амплитуда UT-вариации может достигать 20% от среднего значения. На большинстве наземных станций время экстремумов в суточном ходе E_z ЭПА зависит от LT-времени и сильно смещается по часам суток в различные месяцы, также в течение года сильно изменяются времена экстремумов в суточном ходе. Это указывает на доминирующее влияние локальных условий.

Сложная форма суточных кривых на континентах и относительно простая на море и в полярных областях связана с тем, что условия над водой и поверхностью, покрытой льдом, формирующие суточный ход, менее изменчивы, чем над континентами. Кроме того, существует общая планетарная причина для появления суточной *UT*-вариации E_z ЭПА (Морозов, 1991).

Единственным источником данных о суточном ходе E_z ЭПА над океанами долгое время служили результаты наблюдений, выполненных в 1915–1921 гг. на английском корабле «Карнеги». Измерения, полученные учеными России в океанических акваториях: на теплоходе «Кооперация» в 1957 г. (Лободин, 1960а); в1959 – на теплоходе «Михаил Калинин» (Лободин, 1960б); в Северной Атлантике 1986–1987 гг. (Ваюшина и др., 1990) – показали устойчивость UT-вариации над океанами.

Очень четко *UT*-вариация проявляется не только в океанах, но и в Антарктиде (Corney et al., 2003). На некоторых континентальных обсерваториях также достаточно надежно обнаруживается *UT*-вариация (Israelson, Tammet, 2001). Для выделения унитарной вариации в данных континентальных станций, расположенных в средних широтах, были обработаны результаты измерений на 60 станциях в дни, удовлетворяющие УХП (Парамонов, 1950б, 1960, 1976). Формы кривых получились достаточно близкие, с максимумом в 19 ч и минимум в 3–5 ч *UT*. Величина амплитуды *UT*-вариаций от средней величины составляет: для океанов – 32%, для полярных областей – 33%, для континентальных неполярных станций – 31%.

В UT-вариации на Камчатской обсерватории «Паратунка» обнаружился довольно резкий подъем величины в районе 19 ч по UTC (Богданов и др., 2004; Бузевич и др., 2004). Однако максимум E_Z ЭПА в зависимости от сезона несколько смещался, что послужило основанием для переосмысления результатов, полученных в более ранней работе (Бузевич и др., 2003). Следует заметить, что, в отличие от других обсерваторий, поясное время обсерватории «Паратунка» опережает *UTC* на 12 ч и, таким образом, подъем величины E_z ЭПА приходится на рассветные часы (Пономарев и др., 2011, Кузнецов, Чернева, 2008; Ponomarev et al., 2008). Как показано в работе (Чалмерс, 1974), кроме *UT*-вариации в суточном ходе E_z ЭПА достаточно четко отражается и эффект восхода Солнца.

Суточный ход E_z ЭПА для наземных станций, расположенных на различных широтах, показан на рис. 1.5, $a - \partial$, а на рис. 1.5, e приве-



Рис. 1.5. Суточный ход E_z ЭПА для условий хорошей погоды: *a* – станция «Восток»; *б* – шведская обсерватория Марста; *в*, *г* – обсерватории Лервик и Эскделемуир (Великобритания); *д* – район Атлантического океана (Анисимов, 2003)

ден суточный ход с четко выраженной унитарной вариацией для района Атлантического океана (Анисимов, 2003). Наблюдается близкое сходство экстремумов приведенных суточных ходов наземных станций с минимумом и максимумом унитарной вариации, полученной судном «Карнеги» в Атлантическом океане. Это подтверждает то, что унитарная вариация является планетарным явлением и обусловлена временным распределением площадей мировых очагов гроз на континентах всего земного шара.

В любом районе земного шара грозовая активность максимальна в 15–16 ч по *LT*-времени (рис. 1.6). В течение суток при вращении Земли Солнце поочередно оказывается напротив районов мировых очагов гроз, что приводит к суточной вариации грозовой активности земного шара и порождает суточную вариацию E_z ЭПА на поверхности Земли. Максимум отрицательного заряда Земли и, соответственно, максимум величины E_z ЭПА приходится на ~19 ч по *UTC*, когда наблюдается максимальная грозовая активность в очагах Африканского и Американского континентов (Ермаков, Стожков, 2004).



Рис. 1.6. Суточный ход E_Z ЭПА для условий хорошей погоды (*a*): 1 – над Северным Ледовитым океаном, 2 – средний над всеми океанами. Распределение площадей мировых гроз в течение суток (*б*): 1 – для планеты в целом, 2 – Америка, 3 – Африка и Европа, 4 – Азия и Австралия (Чалмерс, 1974)

Тот факт, что суточный ход E_z ЭПА меняется от сезона к сезону, с точки зрения грозовой теории, объясняется тем, что при переходе от зимы к лету бразильский и африканский очаги грозовой деятельности смещаются к северо-западу и ослабевают. Это вызывает смещение максимума в глобальном суточном ходе на более поздние часы (Парамонов, 1970). Но нужно отметить, что если в зимний период кривая суточного хода E_z ЭПА вполне удовлетворительно согласуется с кривой унитарной вариации, то в летний период суточная кривая E_z ЭПА может существенно отличаться от кривой унитарной вариации за счет локальных эффектов.

Нет необходимости рассматривать многочисленные гипотезы, предложенные для объяснения суточного хода в E_Z ЭПА, поскольку многие из них являются совершенно необоснованными. Задержка решения проблемы о происхождении унитарной вариации в какой-то мере связана с «канонизацией», по существу, предварительных данных. Поэтому в настоящее время, прежде всего, необходимо исследовать проявление унитарной вариации на фоне локальных явлений для каждого пункта наблюдений.

1.3. Некоторые вопросы ионизации в атмосфере

Локальная составляющая E_Z ЭПА определяется вариациями проводимости в приземном слое атмосферы района пункта наблюдений, которая связана с наличием в атмосферном воздухе положительных и отрицательных ионов, несущих заряд, кратный элементарному заряду.

Как известно, сущность процесса ионизации заключается в том, что под воздействием внешнего агента молекуле или атому газа может быть передана энергия, достаточная для того, чтобы удалить один из наружных валентных электронов из сферы действия ядра. В условиях атмосферы указанным образом ионизируются молекулы газов, и в начальной стадии в ней образуются попарно (положительный и отрицательный) ионы, имеющие молекулярные размеры и несущие каждый по одному элементарному заряду. Совершенно очевидно, что для того, чтобы удалить электрон из молекулы или атома, необходимо затратить некоторое количество энергии, которое сообщается молекуле разнообразными ионизаторами, среди них для атмосферы основными являются радиоактивные излучения и космические лучи, а на очень больших высотах – ультрафиолетовое и корпускулярное излучения Солнца (Красногорская, 1972). Проводимость воздуха обусловлена легкими ионами и зависит от их концентрации и способа их рассеивания, главным образом через обмен. Ионы в атмосфере различаются химической природой входящих в них молекул, коэффициентом диффузии D и подвижностью u. В однородном электрическом поле ионы движутся со скоростью v, которая пропорциональна градиенту потенциала электрического поля, т. е. v = uV' (Матвеев, 1984).

Подвижность атмосферных ионов зависит от газового состава, плотности, давления и температуры воздуха. При заданной температуре подвижность ионов обратно пропорциональна давлению газа P, так что в широких пределах изменения давлений выполняется соотношение uP = const. Подвижность ионов стоит в основе их классификации. С увеличением высоты подвижность ионов растет, поскольку уменьшается плотность воздуха.

Значительное влияние на подвижность ионов оказывает водяной пар, причем исследования показали (Красногорская, 1972), что при изменении относительной влажности от 0 до 100% подвижность отрицательных ионов уменьшается на 18%, а положительных ионов остается практически неизменной. Этот экспериментальный факт может иметь значение в процессах начальной электризации облаков и при интерпретации экспериментальных наблюдений.

Благодаря ионизации атмосферного воздуха в атмосфере Земли постоянно существуют вертикальные электрические токи плотностью *j*:

$$j = \lambda \frac{dU}{dz} + k_z \frac{d\rho}{dz} + v_z \rho, \qquad (1)$$

где $dU/dz = E_z$ – вертикальная компонента градиента потенциала ЭПА, λ – проводимость воздуха, k_z – коэффициент турбулентного перемешивания, ρ – плотность объемного заряда или суммарный заряд единичного объема воздуха, v_z – вертикальная компонента скорости конвективного переноса.

Первый член в правой части уравнения (1) соответствует плотности вертикального тока проводимости, обусловленного движением ионов под действием электрического поля, второй обусловлен турбулентным переносом объемных зарядов по высоте, третий – конвективным переносом. При слабом турбулентном перемешивании атмосферы и небольшой конвекции турбулентным и конвективным членами можно пренебречь. Тогда вертикальный ток в атмосфере будет равен току проводимости $j = \lambda V'_{\tau}$. Таким образом, изменение проводимости воздуха определяется числом положительных λ_+ и отрицательных λ_- ионов в единице объема воздуха, их подвижностью и концентрацией, которая определяется интенсивностью (скоростью) ионообразования *q* (число пар ионов за 1 с) и скоростью их исчезновения в результате рекомбинации (Ермаков и др., 2003; Матвеев, 1984).

Основными источниками ионизации приземного слоя атмосферы являются продукты распада радиоактивных элементов и космические лучи. В тропосфере в районах грозовых облаков основным источником ионизации являются молниевые разряды. В стратосфере основной источник космические лучи, а в ионосфере – рентгеновское и ультрафиолетовое излучения Солнца. Основным поставщиком ионов (протонов и электронов) в магнитосферу является солнечный ветер (Ермаков и др., 2003).

1.3.1. Высотный профиль проводимости

При предположении об отсутствии в проводимости горизонтальных градиентов в работе (Park, 1976) выделяются три высотных аномалии проводимости (рис. 1.7). Каждый тип аномалий характеризуется коэффициентами усиления проводимости. Первая аномалия



Рис. 1.7. Изображение трех разных видов аномалий проводимости, рассматриваемых в работе (Park, 1976) обусловлена «обменным слоем» вблизи Земли, который характеризуется «электродным эффектом», вторая – наличием максимальной ионизации галактическими космическими лучами (ГКЛ) на высоте тропосферы – стратосферы (Герман, Голдберг, 1981), третья – потенциалом ионосферы, поскольку область высот 50–60 км можно считать основанием ионосферы (Harrison et al., 2010).

1.3.2. Проводимость приземного слоя атмосферы

Из-за особенностей ионизации приземного слоя структура ЭПА определяется так называемым электродным эффектом (Болдырев и др., 2003; Куповых и др., 1998; Френкель, 1949; Чалмерс, 1974; Норреl, 1967). Электродным эффектом называют совокупность процессов, происходящих вблизи электрода, помещенного в ионизированную среду, и приводящих к появлению зависимости электрических характеристик от расстояния до поверхности электрода вблизи него.

В атмосферном электричестве наличие поверхности Земли приводит к образованию вблизи этой поверхности электродного слоя, в котором электропроводность зависит от E_Z ЭПА. Для рассмотрения количественной оценки электродного эффекта допустим, что в объеме конденсатора под влиянием непрерывно действующих излучений возникают ионы с постоянной интенсивностью q пар ионов/см³·с. Проводящие поверхности, образующие конденсатор, заряжены, причем поверхностная плотность зарядов равна ρ . Тогда между обкладками конденсатора возникает электрическое поле напряженностью (∂U)

$$E = \left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)_{z=0} = 4\pi\rho$$
 (Красногорская, 1972).

Градиент потенциала электрического поля обусловливает возникновение в объеме конденсатора электрического тока, связанного с движением противоположно направленных положительных и отрицательных ионов (рис. 1.8, *a*). Это приводит к обеднению области вблизи электродов – носителей зарядов одного знака, из-за чего возникает объемный заряд, вызывающий искажение электрического поля.

Наряду с электродным эффектом в приземном слое на E_Z ЭПА оказывает влияние облачность негрозовых форм (рис. 1.8, δ), которая даже в безоблачную погоду в ряде случаев уменьшает E_Z ЭПА, предшествуя образованию видимой облачности. Таким образом, электрическое возмущение может являться предвестником условий, благоприятных для образования облачности (Красногорская, 1972; Филиппов, 1990).



Рис. 1.8. Схема электродного эффекта в условиях хорошей (*a*) и нарушенной погоды (*б*) (Красногорская, 1972)

Ультрафиолетовые лучи (коротковолновое излучение Солнца), дошедшие до тропосферы, производят фотоэлектрический эффект, который хорошо отслеживается E_z ЭПА в момент восхода Солнца (Красногорская, 1972; Чалмерс, 1974). Влияние условий освещенности на величину E_z ЭПА за счет изменения относительной концентрации тяжелых и легких ионов под воздействием процессов фотоотлипания и фотоприлипания на обсерватории «Паратунка» оценено в работе (Чернева и др., 2007а).

1.3.3. Область «электросферы»

Верхняя аномалия профиля проводимости обусловлена «электросферой», которая занимает область высот от 50–60 км и выше. На этих высотах вследствие быстрого роста проводимости с высотой образуется область равного потенциала, слой выравнивания – своего рода электростатический экран (Казимировский, 1983). Аномалия проводимости связана с составом ионосферы, которая состоит из смеси газов – электронов, ионов и нейтральных частиц. Причем проводимость «электросферы» анизотропная, так как геомагнитное поле препятствует движению заряженных частиц поперек магнитных силовых линий и зависит от концентрации заряженных и нейтральных частиц. Внешнюю оболочку ионосферы составляют радиационные пояса – области, окружающие Землю и содержащие захваченные геомагнитным полем частицы высоких энергий, в основном протоны и электроны. Общепринятая гипотеза грозовых генераторов атмосферного электричества предполагает ионосферу эквипотенциальной.

Возрастание проводимостей нижней атмосферы приводит к перераспределению E_z ЭПА. В работе (Сорокин и др., 2001) показана связь вертикальной компоненты электрического поля в нижней ионосфере и на поверхности Земли. Изменение вертикального профиля E_z ЭПА возможно также при распределении сторонних токов у поверхности Земли, одним из возможных механизмов формирования которых могут служить вертикальный турбулентный перенос и инжекция заряженных аэрозолей.

1.3.4. Ионизация приземного слоя в процессе распада радионуклидов

Содержание радионуклидов в воздухе зависит от скорости поступления их из почвы и скорости рассеивания в атмосфере. Интенсивность выделения из почвы радиоактивных веществ определяется состоянием ее поверхности: температурой, влажностью, характером покрова. Скорость рассеивания радиоактивных веществ в атмосфере определяется радиоактивным распадом и процессами перемешивания вследствие атмосферной турбулентности, а также процессами вымывания осадками радиоактивных аэрозолей (Балясный, 1980; Бегун, Кириченко, 1970; Осадчий, Малахов, 1977, Калинина и др., 2004). На большом временном интервале искусственной радиацией по сравнению с естественной можно пренебречь. Исключение составляют периоды ядерных испытаний и крупных техногенных аварий с выносом в атмосферу радионуклидов (Израэль, 1974; Кароль, 1972; Махотько, 2002; Смирнов, 1992).

Ионизаторами атмосферы служат вторичные продукты радиоактивного распада. Поскольку для ионизации атмосферы основное значение имеют те радиоактивные вещества, которые содержатся в ней, то наиболее сильным ионизатором воздуха является радон (^{222}Rn), который характеризуется достаточно большой продолжительностью жизни (период полураспада составляет 3.82 дня) и распространяется в приземном слое на большие расстояния от места стока в атмосферу (Болтнева и др., 1980; Martell, 1985). Под влиянием излучений радиоактивных веществ и их эманаций образующиеся ионы распространяются путем турбулентного обмена и вертикальных движений в приземном слое. Стоку Rn в атмосферу в той или иной степени способствуют следующие процессы (Матвеев, 1984; Новиков, 1989; Петров и др., 2003):

- диффузия за счет градиента концентрации радиоактивного газа;

- эффузия за счет градиента давления в земной коре;

 тепложидкостная конвекция, обусловленная подъемной силой, индуцированной геотермальным градиентом;

- фильтрация восходящих водных потоков;

 газоподъемная сила в пористой среде при заполнении пор водой;

изменение порового давления при сейсмических напряжениях;

 турбулентные эффекты в почвенном воздухе при изменении внешних условий – ветра, атмосферного давления, температуры.

Влияние атмосферного давления на динамику подпочвенного *Rn* отмечалось еще в первых работах, посвященных эманационной съемке. Этот вопрос отражен во многих источниках, где дано объяснение причины влияния вариаций атмосферного давления на эксхаляцию радона из рыхлых однородных отложений (Баранов, 1955; Бондаренко и др., 1999; Рудаков, 1985; Klusman, Webster, 1981).

Модель отклика массопереноса подпочвенного радона на вариации атмосферного давления из рыхлых отложений, рассматриваемых как пористая среда, газодинамические свойства которой описываются законом Дарси, рассмотрена в работе (Фирстов и др., 2007а). Модельные результаты соответствуют экспериментальным данным, полученным на сети пунктов мониторинга почвенного радона за 1997–2006 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне.

Естественно, все, что задерживает выход эманаций из почвы, уменьшает скорость образования q и концентрацию легких ионов. Так, осадки, обильная роса, промерзание почвы, снежный покров, способствующие заполнению пор почвы водой и льдом, задерживают выход эманаций из почвы. Наоборот, повышение температуры и падение атмосферного давления (Сенилин, 1977; Сисигина, 1970), а также усиление скорости ветра (Петров и др., 2003; Martell, 1985) способствуют стоку эманаций в атмосферу. Из этого следует, что ионизация воздуха за счет естественной радиоактивности атмосферы подчиняется общим законам газообмена, т. к. на величину эксхаляции Rn влияет механическая структура поверхности слоя, процессы диффузии в почве и динамическое состояние атмосферы (Фирстов и др., 2007б). Наиболее высокое содержание Rn наблюдается в горных районах, в местах разломов, в богатых гумусом почвах и др. (Кириченко, 1970). Примерные теоретические расчеты распределения *Rn* с высотой, подтверждаемые непосредственными наблюдениями, представлены в табл. 1.1, но реальное распределение может сильно отличаться.

Таблица 1.1. Процентное распределение радона по высоте

Высота, м	0.01	1	10	100	1000	7000
Содержание <i>Rn</i> , %	100	95	87	69	38	7

Таким образом, ионизация за счет радиоактивности посредством изменения проводимости влияет на характеристики ЭПА локального масштаба.

В воздухе над морем и в самой морской воде содержание радиоактивных элементов так незначительно, что на ионизацию воздуха они практически не влияют. Поэтому в приземном слое атмосферы над океанами основными ионизаторами воздуха являются только космические лучи (Дорман, 1975; Ермаков и др., 2003; Клапдор-Клайнгротхаус, Цюбер, 2000).

1.3.5. Ионизация космическими лучами

Первичные космические лучи (поток протонов) вызывают ионизацию верхних слоев атмосферы и тем самым дают начало вторичным космическим лучам, которые ионизируют нижние слои атмосферы. Космические лучи – в основном ядра атомов водорода – отличаются высокой энергией, изменяющейся в широком диапазоне (от ~ 10^6 эВ и до ~ 10^{20} эВ). Интенсивность космического излучения, вследствие отклоняющего действия магнитного поля Земли, зависит от геомагнитной широты, растет с высотой и приблизительно постоянна во времени (Птускин, 1991).

Связь параметров ЭПА с проводимостью атмосферы под действием ионизации космическими лучами в высокогорных условиях установлена в работе (Кречетов, Филиппов, 2000), где показано, что они являются одним из модуляторов ЭПА планетарного масштаба и их роль оценивается в 40%.

Наиболее ярко связь E_z ЭПА с ионизацией космическими лучами прослеживается при Форбуш-понижениях (Анисимов, Шихова, 2005; Чернева, Кузнецов, 2005; Кузнецов, Чернева, 2008; Шумилов и др., 2005; Пономарев и др., 2011; Märcz, 1997; Kleimenova et al., 2009).

Если известна концентрация радиоактивных веществ в воздухе, то можно вычислить интенсивность ионизации под действием различного вида излучений. Для иллюстрации вклада отдельных компонент в ионизацию приземного слоя атмосферы на рис. 1.9, а приведены кривые изменения интенсивности ионизации за счет различных видов излучения (Красногорская, 1972), где показано, что интенсивность α - и β -излучений от поверхности почвы падает до нуля в интервале 0,5 м, в то время как интенсивность γ -излучения от Земли остается постоянной (Герман, Голдберг, 1981; Красногорская, 1984). Максимум интенсивности космического излучения наблюдается на высоте ~12 км н. у. м. (рис. 1.9, б).

По мере удаления от земной поверхности роль радиоактивных излучений уменьшается, а роль космических лучей увеличивается, но до высот 1–2 км ионизация космическими лучами и радиоактивными эманациями сопоставима (Ермаков и др., 2003, 2004; Матвеев, 1984; Тверской, 1949; Чалмерс, 1974).



Рис. 1.9. Зависимость интенсивности ионообразования от высоты за счет радиоактивных элементов (*a*), за счет космического излучения (*б*) по Красногорской (1972). 1 – в пределах одного метра над земной поверхностью космические лучи, 2 – β-излучение Земли, 3 – α-излучение Земли, 4 – γ-излучение Земли, 5 – α-излучение радиоактивных газов, 6 – общее излучение; 7 – средние широты, 8 – низкие широты

1.3.6. Уравнения ионизационно-рекомбинационного баланса

Основой моделирования электрических процессов в приземном слое атмосферы являются уравнения ионизационно-рекомбинационного равновесия, которые рассматриваются совместно с уравнением Пуассона для электрического поля (Морозов, 2003).

Связь процесса ионизации воздуха космическими лучами и процесса рекомбинации ионов может быть представлена квадратичным уравнением баланса ионов: $q = \alpha \cdot n^2$, где q – скорость ионообразования, пропорциональная интенсивности ГКЛ, n – концентрация легких ионов, а α – коэффициент ионной рекомбинации (Ермаков, и др., 2003; Матвеев, 1984).

В результате анализа данных баллонных измерений в атмосфере на высотах от поверхности Земли до 30–35 км было установлено, что уравнение баланса ионов имеет линейный вид $q = \beta \cdot n$, где $\beta - коэффи$ циент рекомбинации ионов (Ermakov et al., 1997). Следует отметить, $что <math>\alpha$ и β разные по величине и размерностям коэффициенты. Из квадратичного и линейного уравнений следуют разные зависимости nот q. В случае квадратичного уравнения $n \sim q^{0.5}$, а в случае линейного $n \sim q$. Скорость ионообразования q связана с потоком космических лучей I соотношением $q = I \cdot \sigma \cdot M$, где σ – эффективное сечение ионизации воздуха космическими лучами, а M – концентрация молекул в воздухе. В действительности связь между концентрацией ионов в атмосфере и потоком космических лучей является более сильной, чем предполагалось ранее (Ермаков, Стожков, 2004).

Полученный результат является весьма важным при рассмотрении вопроса построения физико-математических моделей. В работе (Чернева и др., 2007а) показано, что уменьшение проводимости атмосферы, связанное с уменьшением потока космических лучей, вызывает уменьшение E_z ЭПА. Отклик рассчитан для обеих моделей рекомбинации.

1.4. Выводы

Из краткого обзора литературных источников следует, что электрическое состояние атмосферы через грозовые воздействия, распределения аэрозольных частиц, радиоактивных субстанций несет на себе отпечаток метеорологических процессов. Одной из особенностей электрических процессов атмосферы является то, что они одновременно порождают трудно отделяемые один от другого эффекты местного и глобального масштабов. Эффекты глобального масштаба проявляются в одновременном по всей Земле изменении E_z ЭПА (унитарные, суточные, годовые вариации). Эффекты местного масштаба определяются метеорологическими условиями, характерными для данного района (облака, осадки, туман, метели, пыльные бури, вулканические выбросы, землетрясения), которые вызывают изменение E_z ЭПА с периодами в диапазоне от долей секунды до нескольких часов.

В некоторых случаях электрические сигналы атмосферы успешно расшифровываются. Так, например, районы возникновения интенсивного импульсного радиоизлучения, превышающего определенный порог, идентифицируются как грозовые очаги (Кононов и др., 1986; Михайлов и др., 2005, 2007). Тренд, показывающий уменьшение проводимости воздуха в районах развитой хозяйственной деятельности, рассматривается как доказательство роста концентрации аэрозольных частиц (Шварц, Огуряева, 1987). В других случаях рассматриваются механизмы для объяснения предполагаемых связей, например, между сейсмической активностью и изменениями ионосферы (Harrison et. al, 2010).

Хотя дешифровка характеристик электрического состояния атмосферы находится на ранней стадии развития, но с учетом, например, сегодняшних успехов в локации грозовых очагов, можно позволить себе предположить, что когда-нибудь сбудется надежда В. Томсона предсказывать погоду с помощью электрометра, тем более что в настоящее время подобные попытки уже существуют. Так, в книге (Пустовалов, Нагорский, 2016) выявлены основные формы медленных вариаций E_7 ЭПА под воздействием кучево-дождевых облаков.

Задача данной работы состояла в том, чтобы выделить в динамике E_z ЭПА влияние локальных процессов и оценить их вклад в общую картину формирования ЭПА приземного слоя атмосферы на п-ове Камчатка. Естественно, авторы ограничились теми случаями возмущения поля E_z ЭПА от локальных факторов, которые произошли в рассматриваемый период. Но есть надежда, что в таком интересном районе, как п-ов Камчатка, будет создана плотная сеть пунктов регистрации E_z ЭПА, которая даст возможность детализовать общую картину и найти новые закономерности в E_z ЭПА приземного слоя атмосферы.

ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА НАБЛЮДЕНИЙ И ОПИСАНИЕ МЕТОДИКИ НАБЛЮДЕНИЙ

Орография местности, климатические особенности, циклогенез и геологические особенности района существенно влияют на динамику ЭПА приземного слоя как на суточном, так и на годовом временном масштабе. Из-за влияния местных эффектов, характерных для района регистрации, могут возникать локальные особенности ЭПА. В данном разделе приведена краткая геолого-климатическая характеристика района обсерватории «Паратунка» и дано описание методики наблюдений и аппаратурного парка, данные которого использованы в работе.

2.1. Характеристика района расположения обсерватории «Паратунка»

Камчатка является частью Курило-Камчатской островодужной системы, для которой характерно проявление вулканических и сейсмических процессов. Курильские острова и п-ов Камчатка находятся в зоне субдукции – активного контакта Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит. Здесь происходит их сближение и погружение океанической плиты под континентальную плиту (Авдейко и др., 2001). Этот процесс обусловливает высокую сейсмичность и вулканизм п-ова Камчатка (рис. 2.1).

2.1.1. Орография и тектоническое строение Паратунского грабена

Орографический рисунок всего региона четко отражает положение геоструктурных элементов – линий разломов и кольцевых структур. Благодаря этому основное простирание горных систем и низменностей идет параллельно береговым линиям п-ова Камчатка с преобладающим северо-восточным направлением (рис. 2.1).

На п-ове Камчатка широко распространен вулканический рельеф с двумя горными системами, Восточным вулканическим поясом и Срединным хребтом. Всего на Камчатке насчитывается 160 вулканов, из которых 30 относятся к действующим. Восточный вулканический пояс является северной частью Курило-Камчатской остров-



Рис. 2.1. Распределение вулканогенных комплексов в Курило-Камчатской островодужной системе. 1 – наземные активные и потухшие вулканы, 2 – подводные вулканы, 3 – осевая зона глубоководных желобов, 4 – изолинии глубины до сейсмофокальной зоны. Стрелками показано движение Тихоо-кеанской плиты. На врезке структурная карта района исследований, на которой отмечены пункты регистрации напряженности ЭПА и подпочвенного радона: 1, 2 – разрывные нарушения; 3, 4 – вулканиты; 5 – поперечные блоки; 6 – пункты регистрации; ПРТ – ручей Коркина, КРМ – район р. Карымшина, ГЛЛ – район оз. Микижа)

ной дуги. С поствулканической деятельностью полуострова связаны большие запасы глубинного тепла, наличие более ста источников термальных и минеральных вод, которые, как правило, приурочены к молодым тектоническим разломам. Геотермальные месторождения вод являются возобновляемыми источниками энергии, которые интенсивно используются в различных целях: для отопления жилых домов, производства электрической энергии, а также в бальнеологических целях.

Пункты регистрации располагаются в северной части Паратунского грабена северо-восточного простирания, параллельного Камчатскому участку зоны субдукции, являющемуся южной частью Начикинской складчато-глыбовой зоны. Пункты наблюдений располагаются на высотах около 100 м в речной долине р. Паратунка, ограниченной горными хребтами с высотами 1000-1500 м над уровнем моря. Структурной особенностью района исследований (рис. 2.1) является глыбовая тектоника (Сережников, Зимин, 1976). Мозаика блоков обусловлена сочетанием движений по системе долгоживущих разрывов следующих главных направлений (по возрасту заложения от молодых к древним): меридиональные (азимуты простирания C3 $350^\circ \div C \ 0^\circ$); субширотные (ВСЗ 85° ÷ ВЮВ 120°); северо-западные (СЗ 320° ÷ СЗ 340°); северо-восточные (СВЗ 50° ÷ 70°); субмеридиональные (ССВ $10^{\circ} \div 20^{\circ}$). Большинство разломов выражено в рельефе, а в долине р. Паратунка под рыхлым чехлом они прослежены геофизическими методами. Между двумя крайними ограничениями грабена в его дне геофизическими методами выявлено несколько разломов, делящих всю структуру на четыре основных блока. Обсерватория «Паратунка» расположена почти в центре небольшого блока, а пункт регистрации подпочвенного радона «Паратунка» (ПРТ) располагается на речной террасе ручья, который трассирует субширотный разлом блока III Паратунского грабена (врезка на рис. 2.1).

К Паратунскому грабену приурочена хорошо развитая сеть подземных резервуаров геотермального месторождения. В 700 м от пункта ПРТ, ниже по течению ручья, находятся естественные выходы термальных вод с содержанием растворенного Rn до 1,5 кБк/м³. Расположение пунктов регистрации E_z ЭПА и ОА Rn в зоне грабена с блоковой тектоникой и хорошо развитой гидротермальной системой, по мнению авторов, увеличивает тензочувствительность регистрируемых параметров в связи с изменением напряженно-деформированного состояния геосреды на заключительной стадии подготовки сильных землетрясений Авачинского залива.

Вблизи пунктов наблюдений, данные с которых использовались в работе, отсутствовали котельные и другие объекты, способные вносить дополнительные техногенные помехи в изучаемые геофизические параметры.

2.1.2. Краткое описание Мутновского месторождения термальных вод

Авторы монографии в течение последнего десятилетия эпизодически проводили экспериментальные работы по изучению электрической структуры пароводяного облака, возникающего при выпуске пароводяной смеси в атмосферу из скважин Мутновского геотермального месторождения. Эксперименты на скважинах, в некоторой степени, моделировали процесс электризации эруптивных облаков от вулканических извержений.

Мутновское месторождение парогидротерм находится на юго-востоке п-ова Камчатка на высоте 800–900 м между тремя вулканами (Мутновским, Горелым и Вилючинским) и является подземным источником перегретого водяного пара. На нём выделяются два участка – Дачный и Верхне-Мутновский (рис. 2.2.). На Мутновском ме-





сторождении работают две геотермальные электростанции (ГеоЭС), суммарной мощностью ~50 МВт. ГеоЭС вносит существенный вклад в решение энергетических проблем Камчатского края.

Турбины ГеоЭС работают от пара с температурой до 175°С, образующегося при контакте подземных вод с геологическим телом, расположенным в верхнем горизонте земной коры. Геологическое тело, нагретое до температуры, достигающей максимума в 315°С, относится к разряду долгоживущих магматических центров и представляет собой глубинный тепловой очаг. Глубина верхней кромки магматического очага ~5 км, скважины разбурены на глубину 1–2 км. Давление пара на срезе скважины составляет несколько атмосфер, средний дебит геотермальной скважины достигает ~30 кг/с, средняя концентрация пара, содержащегося в пароводяной смеси, ~25%.

На рис. 2.2 показано расположение продуктивных скважин, при выпусках из которых пароводяной смеси в атмосферу проводилась регистрация E_7 ЭПА.

2.1.3. Климатические особенности района наблюдений

Паратунский грабен и юго-восточное побережье Камчатки, где расположены обсерватория «Паратунка» и пункты наблюдений, выделяется в самостоятельный район с морским климатом благодаря их географическому положению (Кондратюк, 1983). На формирование особенностей климата отдельных участков рассматриваемого района существенно влияет рельеф. В межгорных котловинах и на побережье климат резко различается, что связано с влиянием Тихого океана и с его холодным течением вдоль Восточного побережья Камчатки.

В среднем за десятилетний период 2000–2010 гг. размах годовой температуры воздуха около 35°С (рис. 2.3). Сумма осадков, распределяющихся равномерно по холодному и теплому периодам, составляет 1000–1500 мм (район Мутновской Геотермальной станции), а в районе Паратунского грабена 600–800 мм (район обсерватории «Паратунка»).

Обильные зимние осадки формируют снежный покров большой мощности, высота которого достигает трех метров и более на защищенных участках. С конца ноября до середины апреля происходят сильные и продолжительные метели с повторяемостью в 10–20 дней. Вегетационный период начинается в третьей декаде мая. Средняя



Рис. 2.3. Кривые вариаций атмосферного давления и температуры воздуха в пункте ПРТ за десятилетний период с 01.11.2000 по 01.11.2010 г., построенные по данным с дискретностью 30 мин

годовая скорость ветра составляет 3–6 м/с, а максимальная не превышает 34 м/с.

В качестве примера в табл. 2.1 приведены среднемесячные значения температуры и скорости ветра за 2007 г. На юго-восточном побережье Камчатки зима длится с середины ноября до середины марта,

Месяц	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	Cp.
Температура, °С										год.			
T _{min}	-36	-24	-11.3	-8.4	-1	1	7	6	-1	-7	-11	-30	-10
T _{max}	1.6	4	7.1	10.6	24.6	28	33	24	20	16	7	3	15
T _{cp}	-11.2	-9	-0.5	0.6	5.7	11	13	15	10	4	-2	-12	2
Скорость ветра, м/с													
$V_{_{max}}$	27	28	18	17	13	13	13	15	18	16	18	9	17
V _{cp}	2	2	5	1	2	3	3	3	3	4	4	1	3

Таблица 2.1. Среднемесячные значения температуры и скорости ветра за 2007 г.

а лето, со средней температурой самого теплого месяца июля 12–15°С и абсолютным максимумом 26°С, – со второй декады июня до середины сентября. Средняя скорость ветра летом существенно меньше, чем зимой. На низкую облачность и туманы приходится 15–20 дней за лето.

Одной из особенностей циркуляции атмосферы над рассматриваемой территорией является активная циклоническая деятельность. Анализ повторяемости циклонов показывает, что над дальневосточными морями и Камчаткой циклоны преобладают зимой, достигая наибольшей интенсивности в январе (рис. 2.3). Повторяемость циклонов над исследуемой акваторией в январе показана на рис. 2.4, *а.* Зона наибольшей повторяемости циклонов приходится на южную половину полуострова и прилегающие воды Охотского моря и Тихого океана. На южные циклоны приходится 70% всех циклонов, наблюдавшихся над Беринговым морем, и 52% – над Охотским (Кондратюк, 1983).

Типовые траектории циклонов, оказывающих влияние на погоду Камчатки, показаны на рис. 2.4, б. Во вторую половину лета над Курилами развиваются южные циклоны, иногда приходят тайфуны, которые сопровождаются обильным выпадением осадков. Особенности климата юго-восточного побережья п-ова Камчатка создают определенные сложности при выборке данных E_z ЭПА для дней с условиями хорошей погоды.



Рис. 2.4. Расположение центров глубоких циклонов в январе (*a*), траектории циклонов, оказывающих влияние на погоду Камчатки (*б*), по Кондратюк (1983)

2.2. Аппаратура и методика наблюдений

Стационарные измерения E_z ЭПА на обсерватории «Паратунка» позволили получить однородный массив сведений. В нашей работе рассмотрены непрерывные ряды данных за 1996–2007 гг. Однородность массива последних обеспечивалась за счет стационарной установки обсерваторского прибора «Градиент-М2» и экспедиционных флюксметров «Поле-2М», разработанных по специальному заказу в филиале Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова (Гордюк, 1981; Шварц, 1977).

Регистрация E_z ЭПА осуществлялась флюксметрами в комплекте с цифровыми регистрирующими устройствами. В процессе эксплуатации высота установки обсерваторского флюксметра изменялась несколько раз. Для получения абсолютных значений E_z ЭПА регулярно проводилась редукция прибора согласно методическому указанию РД 52.04.168–2001 от 01.06.2002. Идентичная аппаратура и ее калибровка способствовали получению однородных данных при замене датчиков. Показатели значений E_z ЭПА, полученные после отбора по условиям хорошей погоды, использовались для поиска многолетних и сезонных закономерностей в динамике E_z ЭПА для обсерватории «Паратунка».

Измерения величины Е, ЭПА производились динамическим методом, основанным на использовании явления электростатической индукции, с помощью ротационного электростатического генератора. Приборы «Градиент-М2» и «Поле-2М» являются измерителями потока электростатической индукции – электростатическими флюксметрами ротационного типа с плоскими пластинами. Постоянный поток электростатической индукции измеряемого поля преобразуется в переменный ток с помощью модулятора флюксметра у поверхности воспринимающего элемента. Изменение потока обусловливает изменение связанного с ним заряда на воспринимающем элементе. Поток электростатической индукции измеряемого поля наводит электрический заряд на воспринимающем элементе первичного преобразователя – измерительной пластине. Натекающий и стекающий с пластины заряд создает ток в цепи нагрузки, амплитуда которого пропорциональна напряженности измеряемого электрического поля, частоте вращения модулирующей пластины и площади измерительной пластины, а фаза определяется направлением электрического поля у поверхности измерительной пластины (Гордюк, 1981; Шварц, 1977). На рис. 2.4. показаны фотографии флюксметра «Поле-2М», установленного на эквипотенциальной поверхности на обсерватории «Паратунка». Высота установки датчика – 3.4 м обусловлена высотой снежного покрова в районе пункта наблюдений.

<u>Измерения величин положительной и отрицательной электропроводности</u> производились аспирационным методом, который основан на измерении тока аэроионов, осаждающихся из потока воздуха на одну из обкладок аспирационного измерительного конденсатора, когда к ним приложено напряжение. Значение тока аэроионов пропорционально измеряемой полярной электрической проводимости воздуха. Измерение тока аэроионов производилось методом измерения падения напряжения на известном сопротивлении.

Показатели с датчиков регистрации параметров ЭПА собирались, хранились и проходили первичную обработку с помощью специализированного программно-аппаратурного комплекса (Бузевич и др., 1998; Смирнов, 2003).

<u>Измерения объемной активности радона (AORn)</u> в подпочвенном воздухе в пункте «Паратунка» Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) начали выполняться с 1997 г. Регистрация AORn в пункте наблюдений проводилась радиометрами «РЕВАР» на двух глубинах один и два метра, – что позволяет следить за динамикой кинематических и динамических параметров концентрации Rn в подпочвенном воздухе на разных глубинах и сопоставлять их с баровариациями. Сеть пунктов наблюдений за динамикой радона в подпочвенном воздухе в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона подробно описана в ряде работ (Фирстов, Рудаков, 2003; Фирстов и др., 2006, 2015).

Система регистрации и пеленгации атмосфериков использовалась совместно с E_z ЭПА для комплексного анализа атмосферноэлектрических эффектов при прохождении мощных циклонов вблизи обсерватории. Брались данные с ОНЧ-пеленгатора, разработанного в ИКИР ДВО РАН и предназначенного для непрерывной регистрации грозовых разрядов в диапазоне частот от 3 до 60 кГц.

<u>Регистрация интенсивности потока космических лучей</u> производилась с помощью нейтронного монитора, расположенного в п. Стекольное Магаданской области. Работа нейтронного монитора описана (Дорман, 1975).

С помощью флюксметров «Градиент МЗ» и ЭП-4 в районе действующей Мутновской ГеоЭС эпизодически проводились



Рис. 2.5. Эквипотенциальная поверхность и установка на нем флюксметра «Градиент-М2» на обсерватории «Паратунка»: *а* – зима 2005 г., *б* – лето 2005 г.

экспедиционные работы по регистрации отклика в поле E_z ЭПА на инжекцию пара в атмосферу (Кузнецов и др., 2007, 2009; Чернева и др., 2007, Фирстов и др. 2013).

Данные по интенсивности потока космических лучей, электромагнитным излучениям, объемной активности радона в подпочвенном воздухе, значений E_z ЭПА, величин положительной и отрицательной электропроводности, вариации геомагнитного поля и метеорологических величин использовались для комплексного анализа электрического поля атмосферы.

<u>Регистрация отклика в поле *E*_Z ЭПА от прохождения вулканических облаков</u>. Камчатка является уникальным полигоном для изучения атмосферно-электрических эффектов, связанных с взаимодействием литосферы и атмосферы, обусловленных такими геодинамическими процессами, как землетрясения и вулканические извержения.

Четыре наиболее активных вулканов п-ова Камчатка образуют Северную группу. Самый северный из активно действующих вулканов Шивелуч (56°63' с. ш., 161°32' в. д.) в последние десятилетия находится в состоянии экструзивно-эксплозивного извержения. В отдельные периоды при эксплозивных извержениях этого вулкана эруптивные облака достигают тропопаузы (10–12 км) и образуют шлейфы, которые под действием ветра распространяются на сотни километров (Жаринов, Демянчук, 2008).

С целью регистрации отклика в поле E_z ЭПА при прохождении эруптивных облаков в районе Северной группы вулканов в пунктах наблюдения за вулканами КФ ФИЦ ЕГС РАН, расположенных в поселках Ключи (КLYG) и Козыревск (КZYG), были установлены электростатические флюксметры «ЭФ-4» (Ефимов и др., 2013). Данные, получаемые с этих пунктов, дают возможность, наряду с традиционными задачами атмосферного электричества (изучение унитарной



Рис. 2.6. Схема расположения пунктов регистрации E_z ЭПА и инфразвуковых волн КФ ФИЦ ЕГС РАН в районе Северной группы вулканов и трассы эруптивных облаков от извержений вулкана Шивелуч, которые имели отклик в E_z ЭПА (а). Общий вид установки флюксметров: пункт КLYG (б), пункт КZYG (в). На врезке показано расположение Северной группы вулканов на Камчатке. Пункты размещения приборов: 1 – флюксметр, 2 радиотелеметрическая сейсмическая станция, 3 микробарограф; траектории эруптивных образований при извержениях вулкана Шивелуч: 4 14.12.2014 г., 5 16.12.2016 г., 6 4.06.2017 г.

вариации, механизмы ГЭЦ и т. д.), изучать атмосферно-электрические эффекты, возникающие при формировании и распространении пепло-газовых облаков от эксплозивных извержений наиболее активных вулканов Камчатки.

В районе вулкана Шивелуч также действует сеть радиотелеметрических сейсмических станций (РТСС) КФ ФИЦ ЕГС РАН. На двух сейсмических станциях в районе Северной группы вулканов работают каналы (КLYA, KZYA), регистрирующие инфразвук в диапазоне частот 0,03–10 Гц, а также ведутся видеонаблюдения. С момента установки флюксметров в 2014 г. только для трех извержений вулкана Шивелуч наблюдалось удачное сочетание направления ветра и условий хорошей погоды, которые позволили зарегистрировать отклик $E_{\rm Z}$ ЭПА при прохождении эруптивного облака в пунктах (Фирстов и др., 2017; Акбашев, Фирстов, 2018; Firstov et al., 2017; Shevtsov et al., 2016).

ГЛАВА 3. ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТРЕНДА И РЕГУЛЯРНЫХ ВАРИАЦИЙ НАПРЯЖЕННОСТИ АЭП НА ОБСЕРВАТОРИИ «ПАРАТУНКА»

Исследование ЭПА Земли имеет большую историю с середины XVIII в., когда Ломоносовым и Фарадеем были начаты опыты по изучению молниевых разрядов. В настоящее время мониторинг параметров ЭПА крайне необходим для понимания физических процессов, участвующих в поддержании глобальной атмосферно-электрической цепи. На обсерватории «Паратунка», расположенной на п-ове Камчатка ($\phi = 52^{\circ}58'$, $\lambda = 158^{\circ}15'$), ведется мониторинг вертикальной составляющей напряженности ЭПА с 1996 г.

Наблюдения за АЭП на Камчатке имеют своеобразную специфику:

1. П-ов Камчатка подвержен воздействию глубоких циклонов как в летний, так и в зимний периоды (Кондратюк, 1983), что приводит к резким изменениям метеорологических величин, влияющих на сток Rn в атмосферу (Фирстов и др., 2007а). Исследование связи E_z ЭПА с динамикой стока Rn в атмосферу под воздействием метеорологических факторов является весьма важной задачей.

2. Географическое положение обсерватории определяет разницу локального времени с UTC в 12 ч, так, что время максимума UT-вариации почти совпадают со временем утреннего терминатора, поэтому детальное исследование суточного хода $E_{\rm Z}$ ЭПА представляет несомненный интерес.

На E_z ЭПА в значительной мере влияют вариации метеорологических величин, изменения потока интенсивности ГКЛ и сток в атмосферу естественного ионизатора приземного слоя воздуха – радона. Рассмотрению этих вопросов посвящена данная гл. 3.

3.1. Многолетний тренд

Тренды геофизических параметров на длительных периодах времени именуются «вековым ходом». Так как авторами рассматривается сравнительно небольшой период наблюдений на обсерватории «Паратунка» (1998–2006 гг.), то говорить о вековом ходе не совсем корректно. Однако выявить тренд и сравнить его с полученным вековым ходом $E_{\rm Z}$ ЭПА на многих обсерваториях мира имеет определенный смысл.

При длительных наблюдениях за трендом E_z ЭПА на таких станциях мира, как: Слуцк, Россия (Аллик, Леушин, 1939); Eskadlemuir, Шотландия (Harrison, 2002, 2005, 2004); Nugycenk, Венгрия; Kew, Англия (Märcz, Harrison, 2003; Williams, 2003; Williams et al., 2005), – было убедительно показано, что вековой ход имеет многолетний тренд к снижению величины E_z ЭПА. Так, на обсерватории Eskadlemuir в период 1925–1945 гг. четко выражен тренд уменьшения E_z ЭПА, ещё более резко наблюдается выраженное снижение E_z ЭПА в период 1965–2000 гг. на обсерватории Nagycenk, Венгрия (рис. 3.1).

Было интересно рассмотреть многолетнюю динамику значений E_z ЭПА на обсерватории «Паратунка». За период 1998–2006 гг. выбирались дни с УХП, вычислялись средние значения E_z ЭПА в месячных интервалах. Среднемесячные и среднегодовые значения E_z ЭПА для дней с УХП показаны на рис. 3.2. Пропуски на кривой среднемесячных значений связаны с отсутствием дней с УХП для отдельных месяцев, что объясняется высокой циклонической активностью для п-ова Камчатка, особенно в зимний сезон. Тренд, вычисленный методом наименьших квадратов по среднегодовым значения для рассматриваемого периода, имеет линейную зависимость E_z (B/м)=0.021t(сут) + 888.42. Проведенный подобный анализ



Рис. 3.1. Вековой ход *E*_Z ЭПА на обсерваториях Венгрии и Великобритании (Märcz, Harrison, 2003)



Рис. 3.2. Многолетний тренд напряженности АЭП на обсерватории «Паратунка» за период 1998–2006 гг. 1 – среднемесячные значения; 2 – среднегодовые значения; 3 – среднеквадратичное отклонение для среднегодовых значений;

4 – аппроксимация среднегодовых значений линейной зависимостью

по всем дням всего ряда наблюдений выявил близкую зависимость, что и по дням для выборки по дням с УХП (Чернева и др., 2007а, б; Ponomarev et al., 2008; Чернева, Фирстов, 2013).

Тренд среднегодовых значений E_z ЭПА для обсерватории «Паратунка» близок к тренду обсерватории Nugycenk, что говорит в пользу презентабельности данных, получаемых на обсерватории «Паратунка» (Чернева, 2007).

Как было показано в разд. 1.2.1, однозначного объяснения уменьшения E_z ЭПА в вековом ходе нет. Так, в работе (Harrison, 2002), по данным обсерватории Eskadlemuir (Шотландия), снижение E_z ЭПА в период с 1920 по 1980 г. связывается с наблюдаемым уменьшением интенсивности ГКЛ (см. рис. 1.3), а в книге (Кузнецов, 2011) его снижение связывается с тенденцией повышения температуры поверхности Земли в течение последних ста лет.

Исследование в данном направлении были продолжены в работах (Смирнов, 2008, 2018) с использованием более длинного ряда данных (1998–2016 гг.). В этих публикациях причиной, влияющей на тренд, считаются изменения примесей тяжелых аэрозолей в воздухе, которые могут быть обусловлены как антропогенными факторами, так и связаны с сейсмической и вулканической активностью Камчатки. По мнению авторов, указанные причины вряд ли могли повлиять на закономерный характер тренда.

3.2. Сезонный ход напряженности ЭПА и основные факторы, влияющие на его формирование

С целью выявления процесса, влияющего на формирование сезонного хода E_z ЭПА, рассматривалась его связь с метеорологическими величинами (атмосферное давление, температура воздуха, высота снежного покрова), а также стоком *Rn* в атмосферу (Фирстов и др., 2006; Чернева, Фирстов, 2013; Ponomarev et al., 2008). Для получения однородных временных рядов с различной дискретностью данные усреднялись в полусуточных интервалах, после чего проводилось усреднение скользящим средним по 10 дням (20 точек). Для уменьшения вклада помех, обусловленных метеорологическими факторами (дождь, снег), в значения E_z ЭПА, было введено ограничение сигнала + 500 В/м по верхнему и -200 В/м по нижнему пределам.

На рис. 3.3, *а*, где приведены температура воздуха (T) и атмосферное давление (P) за период 1997–2007 гг., видно, что в районе обсерватории ПРТ отрицательная среднесуточная температура держится около 5 мес. – с ноября по май. Эти месяцы условно названы «зимними». В это время наблюдаются резкие колебания температуры с размахом до 15°С, обусловленные приходом теплых циклонов, с траекториями, проходящими через акваторию Тихого океана (см. рис. 2.2, δ), которые сопровождаются уменьшением давления на 25 гПа.

Максимум сезонного хода $E_{\rm Z}$ ЭПА для обсерватории «Паратунка» приходится на зимние месяцы, что характерно для северного полушария. В среднем величина зимнего максимума ~140 В/м против ~40 В/м в летний минимум (рис. 3.3, δ).

В работе (Махоткин, 1970) показано, что сезонный ход E_z ЭПА на трех обсерваториях, расположенных на разных широтах, коррелирует с мощностью снежного покрова. На основании этого был сделан вывод о влиянии снежного покрова на сток радона в атмосферу, а через него на E_z ЭПА. Для проверки этого факта в условиях п-ова Камчатка рассматривалась корреляция E_z ЭПА с мощностью снежного покрова и температурой воздуха (рис. 3.3, δ).



Рис. 3.3. Сезонный ход метеорологических величин (*a*): атмосферного давления (1), температуры воздуха (2). Сезонный ход (б): напряженности ЭПА (1), высоты снегового покрова (2), температуры воздуха (3)

Среднедекадные данные высоты снежного покрова и температуры воздуха за период 1.11.2002–1.04.2007 г. были получены в Камчатском управлении по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды («Камчатское УГМС»). На рис. 3.3, б видно, что максимум мощности снегового покрова приходится на ветвь спада сезонного хода E_Z ЭПА с максимальным коэффициентом корреляции: $r_{max} = 0.73$ (при r = 0.49, для 95%-ного уровня доверия) при сдвиге в 50 сут. В то же время минимум сезонного хода температуры почти совпадает с максимумом E_Z , при сдвиге в 10 сут с $r_{max} = -0.67$ (r = -0.42 для 95%-ного уровня доверия). Отсюда следует, что временные ряды E_Z и температура воздуха хорошо коррелируют и находятся в противофазе. По-видимому, эта зависимость опосредованно связана с увеличением эксхаляции радона (Rn) в атмосферу в летний период за счет увеличения проницаемости верхнего слоя грунта. Большой временной сдвиг между мощностью снегового покрова и значением E_Z говорит в пользу того, что он мало влияет на сезонный ход E_Z ЭПА.

Хотя общепринято считать Rn основным ионизатором приземного слоя атмосферы, тем не менее сопоставление плотности потока $Rn = [\mathbf{b}\mathbf{k}/\mathbf{M}^2 \cdot \mathbf{c}]$ и E_z на достаточно длинных рядах в литературе не встречается, поэтому большой интерес представляет сопоставление сезонных ходов для E_z ЭПА и плотности потока Rn (ППР).

На расстояниях менее 2.5 км от обсерватории осуществляется мониторинг объемной активности радона (OA Rn) в зоне аэрации на глубине один метр, в двух пунктах ПРТ и ГЛЛ (см. рис. 2.1). Частота дискретизации составляет 2 цикла/ч. Сопоставление OA Rn в зоне аэрации и ППР с поверхности представило качественно подобную картину с коэффициентом корреляции 0.87, что дает право рассматривать OA Rn в зоне аэрации как качественную картину динамики эксхаляции Rn в атмосферу. Поэтому вполне оправдано сопоставление значений E_z ЭПА и OA Rn в зоне аэрации на длинных интервалах времени. Следует иметь в виду, что за счет массопереноса OA Rnвблизи дневной поверхности уменьшается более чем на порядок относительно глубины один метр.

Исходные данные ОА Rn подвергались коррекции по методике (Любушин, 1993), что позволяло учесть влияние барических вариаций, а затем данные усреднялись так же, как и данные E_z , и строилась кривая сезонного хода. На рис. 3.4, a приведены кривые сезонных ходов за период 1997–2007 гг. E_z ЭПА и ОА Rn, а также тренды для них. Следует отметить, что для обработанных таким способом данных также наблюдается тренд уменьшения E_z ЭПА, это отмечено в разд. 3.1. Кривые сезонных ходов E_z ЭПА и ОА Rn удовлетворительно аппроксимируются сезонной моделью с трендом (Фирстов и др., 2006).



Рис. 3.4. Сезонные ходы (*a*): градиента потенциала в зоне аэрации (1) и ОА Rn (3), линиями показаны тренды: $2 - E_Z$ ЭПА; 4 - OA Rn. Корреляционное поле между ОА Rn и E_Z ЭПА (δ): летний период (1); зимний период (2). На врезке показана гистограмма вероятности распределения lg (ОА Rn)

Для сезонного хода ОА Rn характерно два максимума: весенний (май) и летний (август). Резкий всплеск ОА Rn в мае связан с влиянием грунтовых вод, когда происходит повышение их уровня, что приводит к вытеснению Rn из пор и резкому его увеличению до 200% и более в зоне аэрации. Падение уровня грунтовых вод в июне приводит к понижению уровня открытой поверхности зоны насыщения с перемещением столба атмосферы вглубь рыхлых отложений и, соответственно, к резкому уменьшению ОА Rn в зоне аэрации (эффект «засасывания»). Наиболее отчетливо этот эффект проявился в 2005 г. после многоснежной зимы. На рис. 3.4, *а* хорошо видно, что обоим максимумам кривой ОА Rn соответствует уменьшение значений E_{T} .

Динамические параметры геофизических полей, как правило, имеют логарифмически нормальное распределение. На врезке рис. 3.4, *б* показана гистограмма вероятности распределения *lg Rn* экспериментальных данных и вероятность теоретических частот.

Хотя критерий Пирсона отвергает нулевую гипотезу, тем не менее была рассмотрена корреляционная зависимость $lg E_z = f(lg (OA Rn))$. Как видно на рис. 3.4, б, при значениях OA Rn < 1.0 кБк/м³ напряженность ЭПА почти не изменяется и варьирует вблизи величин: зимой ~ 140 В/м, а летом ~ 40 В/м. По-видимому, это значение OA Rn на глубине один метр является предельным, при котором ионизирующий эффект стока Rn не влияет на E_z ЭПА в приземном слое атмосферы. Низкие значения $E_z < 10$ В/м связаны с резкими весенними летними выбросами Rn в атмосферу.

Корреляционное поле облака точек $lg E_z = f(lg \text{ (OA } Rn))$, в интервале 1.0 < OA $Rn (\kappa \kappa \kappa / M^3) < 12$ можно описать линейной зависимостью. Коэффициент корреляции для этой совокупности точек составляет – 0.39, проверка гипотезы о значимости выборочного коэффициента корреляции на основании распределения Стьюдента дала значимый результат. Линейную функцию, рассчитанную методом наименьших квадратов, можно записать следующим образом:

$$lgE_{z}(B/M) = -0.404 \ lgOA \ Rn \ (\kappa E\kappa/M^{3}) + (2.05 \pm 0.27).$$

3.3. Особенности суточного хода *E*_Z ЭПА на обсерватории «Паратунка»

Унитарная вариация, возрастание на 20% величины E_z одновременно по всей Земле в ~19 ч UT, является одной из важнейших особенностей суточного хода ЭПА. Особенно четко UT-вариация E_z проявляется в наблюдениях, выполненных на судах в океане и Антарктиде (Corney, Burns, 2003). На континентальных обсерваториях, в некоторых случаях, также четко выделяется *UT*-вариация (Israelson, Tammet, 2001). Представление о природе унитарной вариации дано в разд. 1.2.3.

Первые исследования по выделению UT-вариации на обсерватории «Паратунка» были выполнены в работах (Богданов и др., 2004; Бузевич и др., 2004). В продолжение этих исследований рассматривалось поведение суточного хода для дней с УХП в годовых интервалах за период 1998–2003 гг., а также кривые суточного хода в зависимости от сезона года. На всех годовых кривых максимум значений E_z приходится на 19–20 ч UT, что можно связать с UT-вариациями (рис. 3.5). В суточных кривых для различных сезонов года также хорошо выражена UT-вариация (рис. 3.5).

Следует отметить, что поясное время обсерватории «Паратунка» опережает UT на 12 ч и, таким образом, максимум значений E_z в течение большего периода года приходится на утренние часы, совпадающие с восходом солнца. Возрастанию величины E_z во время утреннего терминатора дан ряд объяснений, которые можно найти в классическом труде (Чалмерс, 1974). В работе (Kasemir, 1956) сделано предположение о том, что в приземной атмосфере может существовать



Рис. 3.5. Усредненный за год суточный ход *E*_z для дней с УХП в 1998–2003 гг. и усредненный по всем годам суточный ход *E*_z для различных сезонов времени года

генератор обменного слоя, действие которого связано с солнечным излучением, увеличивающим вклад конвективного переноса зарядов и «очищающим» атмосферу.

Для детализации суточного хода E_z на обсерватории «Паратунка» изучался максимум в суточных вариациях для дней с УХП за 2005 г. В зависимости от времени года он изменяется от 18 до 21 ч UT. Это, предположительно, указывало на формирование суточного хода на обсерватории «Паратунка» как под действием планетарной UT-вариации, так и локальных особенностей пункта регистрации – утреннего терминатора.

Для разделения влияния на суточный ход E_z -эффекта UT-вариации и утреннего терминатора, за период 1998–2006 гг. выбирались спокойные дни с УХП с марта по июль, когда наиболее резко должно проявляться влияние терминатора. Общее число выбран-



Рис. 3.6. Разделение эффекта утреннего терминатора и *UT*-вариации в E_z ЭПА на обсерватории «Паратунка». За 0 принято время восхода солнца

ных дней составляло 203: март – 48, апрель – 46, май – 35, июнь – 42, июль – 32. Рассматривался интервал в 6 ч: 3 ч до и 3 ч после восхода солнца. Методом наложения эпох строились кривые, нормированные на максимальное значение. Среднеквадратичное отклонение средних значений не превышало 14%. Как видно на рис. 3.6, на интервале времени в 3 ч после восхода солнца выделяется два максимума. В марте они почти сливаются в один с относительной амплитудой до 40%, а в июне - июле образуют два максимума, разнесенных на 1,5 ч и амплитудой ~20%, что подтверждает влияние двух факторов на формирование суточного хода E_7 ЭПА.

3.4. Влияние ионосферной разности потенциалов на электрическое поле атмосферы

Ионосфера Земли находится под воздействием потенциального электрического поля, формирующегося в магнитосфере в результате сложных процессов трансформации кинетической энергии солнечного ветра в электромагнитную. Еще в 1976 г. в работе (Park, 1976) теоретически было рассмотрено воздействие ионосферного потенциала на электрическое поле атмосферы и показано, что оно может быть существенным вблизи авроральной зоны и составлять до 10 В/м для E_Z . Эти расчеты подтвердились экспериментальными данными, полученными вблизи Южного полюса в Антарктиде на станции «Восток» (Frank-Kamenetsky et al., 1999; Франк-Каменецкий и др., 2012; Клейменова и др., 2010, 2012, 2017; Kleimenova et al., 2009, 2011, 2013).

За начало эпохи выбрано начало бухты в геомагнитных вариациях вблизи полуночи местного времени, значения нормированы на максимум. По измерениям E_z АЭП на высокогорной обсерватории Цугшпитц (Reiter, 1969), был обнаружен с запаздыванием на 1–2 дня отклик E_z на солнечные вспышки. Поскольку ионосфера – среда хорошо проводящая, то градиенты

ионосферного потенциала формируют интенсивный электрический ток. Ток этот течет в довольно узкой области высот от 100 до 120 км (максимум на высоте ~107 км), называемой динамо-слоем.

По данным обсерватории «Паратунка», получено экспериментальное подтверждение воздействия неэквипотенциальности электроносферы на вариации E_z . На рис. 3.7 приведен пример выделения «ионосферной» вариации электрического поля атмосферы методом наложения эпох для



Рис. 3.7. Выделение вариации E_z АЭП, связанной с вариацией геомагнитной возмущенности. 1 – E_z ЭПА, 2 – Н-компонента магнитного поля Земли

37 геомагнитных бухт, где за нулевую эпоху взято начало бухт для случаев, произошедших вблизи полуночи по LT. При средней величине электрического поля ~120–140 в/м это около 5% – величина, выходящая за статистические погрешности метода и, в принципе, обнаруживаемая.

3.5. Поведение E_Z ЭПА на обсерватории «Паратунка» в моменты Форбуш-понижения интенсивности галактических космических лучей

Поток галактических космических лучей (ГКЛ) изотропен в пространстве, а его интенсивность почти стабильна во времени – она изменяется в течение суток не более чем на $\pm 2\%$. Связь ГКЛ с другими геофизическими параметрами более четко проявляется в моменты резких понижений интенсивности потока ГКЛ, происходящих во время солнечных возмущений и геомагнитных бурь. Эти эффекты получили название Форбуш-понижения, по имени физика, впервые их обнаружившего. В работе (Märcz, 1997) приводятся результаты исследования поведения E_z ЭПА на обсерватории «Nagycenk» (Венгрия) за период 1962-1994 гг., где показана положительная корреляция между Форбуш-понижениями интенсивности потока ГКЛ и вариациями E_z . В моменты сильных Форбуш-понижений E_z ЭПА в течение двух дней уменьшается на 5-10%, а затем в течение 5-10 дней восстанавливается до прежнего уровня. Причем уменьшение E_{z} ЭПА происходит в течение двух дней после начала сильного Форбуш-понижения ГКЛ, в то время как сам процесс понижения интенсивности потока ГКЛ занимает существенно меньшее время. Фаза восстановления Е₇ занимает 4–5 дней, что примерно соответствует фазе восстановления интенсивности ГКЛ. Эти результаты отличаются от большинства выводов предшествующих работ о характере изменения Е₇ ЭПА в зависимости от интенсивности потока ГКЛ (Апсен и др., 1988; Кречетов, Филиппов, 2000), но в обзоре (Tinsley, 2004) работа (Märcz, 1997) была тщательно проанализирована и сделано заключение о том, что проведенные исследования заслуживают доверия.

Результаты обработки данных Магаданского монитора ГКЛ показали, что Форбуш-понижения на сравнительно спокойном фоне счета частиц составляют от 3 до 10% от фона и выделяются без особых затруднений (рис. 3.8).



Рис. 3.8. Пример Форбуш-понижения интенсивности ГКЛ (Магадан) и динамики *E*₇ ЭПА на обсерватории «Паратунка» в период 16–18 июля 2005 г.

К сожалению, влияние Форбуш-понижения в вариациях E_z ЭПА выделить достаточно сложно, так как на атмосферное электричество ясной безоблачной погоды заметное влияние оказывают процессы, происходящие в обменном слое атмосферы, что увеличивает дисперсию значений E_z . Кроме того, фазу восстановления E_z ЭПА проследить не всегда удается, т. к. ситуация, когда УХП соблюдается в течение нескольких дней, бывает крайне редко. Тем не менее понижение величины E_z синхронно с Форбуш-понижением ГКЛ и в некоторых случаях проявляется достаточно убедительно (рис. 3.8).

С целью исследования влияния Форбуш-понижения интенсивности ГКЛ на E_z ЭПА на обсерватории «Паратунка», по данным нейтронного монитора, в Магадане выбирались дни в период с 1998 по 2007 г., когда наблюдалось Форбуш-понижение. Из этого массива выбирались только дни с УХП, для которых рассматривалась связь между Форбуш-понижением интенсивности ГКЛ и E_z ЭПА – всего

21 случай (рис. 3.9, *a*). К сожалению, практически во всех случаях время УХП на Камчатке оказалось меньше времени восстановления E_z , которое, как было показано на данных обсерватории «Nagycenk», составляет ~5 сут. Наиболее характерные два примера, показывающие Форбуш-понижения интенсивности ГКЛ одновременно с понижениями величины E_z , приведены на рис. 3.9, *б*.

Результаты анализа данных свидетельствуют о том, что уменьшение величины E_z начинается практически одновременно с началом Форбуш-понижения, задержка E_z относительно Форбуш-понижения не превышает 2 ч. Скорости понижения величин интенсивности потока ГКЛ и E_z ЭПА практически совпадают. Для 18 случаев, когда



Рис. 3.9. Связь Форбуш-понижения ГКЛ, по данным обсерватории «Магадан» с вариациями E_Z ЭПА на обсерватории «Паратунка» за период 1998–2005 гг. (а); наиболее характерные кривые в увеличенном масштабе (б); корреляционное поле между Форбуш-понижением в ГКЛ и E_Z ЭПА (в)





понижение в ГКЛ и E_z фиксировались достаточно четко, методом наименьших квадратов была получена зависимость $E_z(\%) = 9.64$ ГКЛ (%) – 0.72. Как видно на рис. 3.9, *в*, уменьшение ГКЛ на 3–10% приводит к существенному уменьшению E_z ЭПА на 20–80%.

3.6. Выводы

На основе анализа данных двенадцатилетних наблюдений (1996–2008 гг.) за E_Z ЭПА на обсерватории «Паратунка» можно сделать следующие выводы:

1. В динамике E_z ЭПА за рассматриваемый период, так же, как и на многих обсерваториях мира, наблюдается тренд среднегодовых значений, что подтверждает презентабельность данных обсерватории «Паратунка».

2. На качественном уровне показана связь E_z ЭПА со стоком радона в приземный слой атмосферы, под действием которого

формируется сезонный ход E_z ЭПА на п-ове Камчатка. Разница между максимальным и минимальным значениями в годовом ходе ~ 100 В/м, что объясняется уменьшением проницаемости верхнего слоя грунта за счет отрицательных температур в зимнее время, это приводит к уменьшению поступления радона в приземный слой атмосферы. В более южных широтах данный эффект должен быть менее выражен.

3. В силу географического положения п-ова Камчатка особенностью суточного хода $E_{\rm Z}$ ЭПА является максимум в 18–20 ч, который формируется под действием как UT-вариации, так и восхода солнца.

4. Выявлена статистически значимая связь E_Z ЭПА с *H*-компонентой магнитного поля Земли во время магнитных бурь, что указывает на воздействие неэквипотенциальности электроносферы на E_q .

5. Для дней с условиями хорошей погоды показано влияние Форбуш-понижения на динамику E_z ЭПА. Уменьшение ГКЛ на 3–10% приводит к существенному уменьшению E_z ЭПА на 20–80%.

ГЛАВА 4. ВОЗНИКНОВЕНИЕ КРАТКОСРОЧНЫХ АНОМАЛИЙ В *E*_z ЭПА ОТ НЕКОТОРЫХ ВЫСОКОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

4.1. Базовые модели источников вариаций вертикальной компоненты ЭПА

Как уже отмечалось, в результате различных физических процессов возникают объемные заряды, являющиеся дополнительными генераторами для ЭПА. Безусловно, представляет интерес задача о конфигурации объемного заряда, которую на качественном уровне можно рассчитать по форме записи его отклика на E_z ЭПА. Вне всякого сомнения, надежно определять пространственное положение объемных зарядов и их конфигурацию можно только по сети не менее, чем трех наблюдательных станций. Однако в некоторых случаях представления о пространственной структуре источника объемного заряда, переносимого ветром со скоростью v, можно получить и по данным одной станции.

Для сосредоточенного заряда такого рода оценки поля были сделаны в работах (Тверской, 1949; Френкель, 1949). Расчетные изменения напряженности ЭПА (E_z [В/м]) в зависимости от высоты и расстояния от поляризованного кучевого облака даны в публикациях (Красногорская, 1972; Морозов, 2001). В данной гл. 4 приводятся расчеты «портретов» напряженности ЭПА от объемных зарядов с элементарной конфигурацией, двигающихся около точки наблюдения с постоянной скоростью (Чернева и др., 2007).

4.1.1. Расчет «портретов» напряженности ЭПА от элементарных зарядов

Рассмотрим эффект в ЭПА, вызываемый различными простейшими конфигурациями объемных зарядов в атмосфере с учетом отражения исходного заряда в земле. Поверхность земли будем считать плоской, а время релаксации заряда в земле τ много меньше времени наблюдения. В таком пределе можно считать отражение заряда в земле зеркальным (Иваненко, Соколов, 1951). Вертикальная компонента электрического поля уединенного точечного заряда q есть

$$E = -\frac{q_1(z - z_1)}{4\pi\varepsilon_0 \left[\left(x - x_1 \right)^2 + \left(y - y_1 \right)^2 + \left(z - z_1 \right)^2 \right]^{\frac{3}{2}}},$$
(4.1)

где ε_0 – диэлектрическая проницаемость воздуха.

С учетом отражения в земле:

$$E_{1,2} = -\frac{q_1(z-z_1)}{4\pi\varepsilon_0 \left[\left(x - x_1 \right)^2 + \left(y - y_1 \right)^2 + \left(z - z_1 \right)^2 \right]^{\frac{3}{2}}} - \frac{q_1(z+z_1)}{\varepsilon_0 \left[\left(x - x_1 \right)^2 + \left(y - y_1 \right)^2 + \left(z - z_1 \right)^2 \right]^{\frac{3}{2}}} .$$
(4.2)

Фактически это поле вертикального диполя, расположенного в точке (x_1, y_1) так, что верхний заряд расположен над поверхностью земли на высоте z_1 , а нижний на глубине -*z*.

Будем считать, что начало координат расположено в точке наблюдения. Тогда

$$E_{1,2} = -\frac{2q_1z_1}{4\pi\varepsilon_0 \left[x_1^2 + y_1^2 + z_1^2\right]^{3/2}}.$$
(4.3)

Предположим теперь, что рассматриваемый нами монополь движется параллельно ос
иx на высоте z_1 со скоростью
 V, которую примем постоянной. Тогда

$$x_1 = Vt + x_0. (4.4)$$

Подставив (4.4) в (4.3), получим:

$$E_{1,2} = -\frac{2q_1z_1}{4\pi\varepsilon_0 \left[\left(Vt + x_0 \right)^2 + y_1^2 + z_1^2 \right]^{\frac{3}{2}}}.$$
(4.5)

В случае когда проводимость верхнего слоя грунта сравнима с проводимостью воздуха, за «поверхность земли» следует принимать поверхность слоя достаточно хорошей проводимости, например водоносного горизонта. Тогда z_1 будет уже не геометрической высотой над землей, а приведенной, с учетом глубины проводящего слоя.

Рассмотрим теперь несколько более сложных конфигураций зарядов. Прежде всего горизонтальный диполь над Землей на высоте z_1 .

Здесь возможны два основных случая ориентации диполя – когда заряды расположены вдоль линии движения и когда поперек. В обоих случаях это, по существу, квадруполь. Когда диполь ориентирован вдоль оси x (вариант \mathcal{II}), то поле вычисляется следующим образом:

$$E_{\Pi^{1}} = (2qz_{1}) / 4\pi\varepsilon_{0} \{ [(Vt + x_{0} + d)^{2} + y_{1}^{2} + z_{1}^{2}]^{-3/2} - [(Vt + x_{0} - d)^{2} + y_{1}^{2} + z_{1}^{2}]^{-3/2} \},$$

$$(4.6)$$

где d – геометрический момент диполя, т.е. расстояние между зарядами. Если диполь расположен в направлении оси у (вариант Д2), то в этом случае

$$E_{J2} = (2qz_1) / 4\pi\varepsilon_0 \{ [(Vt + x_0)^2 + (y_1 + d/2)^2 + z_1^2]^{-3/2} - [(Vt + x_0)^2 + (y_1 - d/2)^2 + z_1^2]^{-3/2} \}.$$
(4.7)

Наконец, представим еще один базовый вариант (Д3), когда диполь вертикален:

$$E_{\pi_{3}} = \frac{2q}{4\pi\varepsilon_{0}} \left\{ \frac{\left(z_{1} + \frac{d}{2}\right)}{\left[\left(Vt + x_{0}\right)^{2} + y_{1}^{2} + \left(z_{1} + \frac{d}{2}\right)^{2}\right]^{\frac{3}{2}}} - \frac{\left(z_{1} - \frac{d}{2}\right)}{\left[\left(Vt + x_{0}\right)^{2} + y_{1}^{2} + \left(z_{1} - \frac{d}{2}\right)^{2}\right]^{\frac{3}{2}}} \right\}.$$
 (4.8)

Для расчетов пользоваться приведенными выше формулами неудобно, поэтому приведем их к безразмерному виду с помощью новых переменных: $S = ut = Vt/z_1$, $m = x_0/z_1$, $n = y_1/z_1$, $D = d/z_1$, а напряженность поля нормируем на её максимальное значение E^* .

$$E_{J1}/E_{1}^{*} = 2q/E_{1}^{*} \{ [(ut+m+D/2)^{2}+n^{2}+1]^{-3/2} - [(ut+m-D/2)^{2}+n^{2}+1]^{-3/2} \},$$
(4.9)

где $E_1^* = 2q((n^2 + 1)^{-3/2} - (D^2 + n^2 + 1)^{-3/2}).$

Для диполя, расположенного вдоль оси у:

$$E_{\mu2}/E_{2}^{*} = 2q/E_{2}^{*} \{ [(ut+m)^{2} + (n+D/2)^{2} + 1]^{-3/2} - [(ut+m)^{2} + (n-D/2)^{2} + 1]^{-3/2} \},$$
(4.9)

где

$$E_2^* = 2q\{[(n+D/2)^2+1]^{-3/2} - [(n-D/2)^2+1]^{-3/2}\}.$$
 (4.10)

64

Наконец, для вертикального диполя:

$$\frac{E_{A3}}{E_3^*} = \frac{2q}{E_3^*} \left\{ \left(1 + \frac{D}{2}\right) \left[\left(ut + m\right)^2 + n^2 + \left(1 + \frac{D}{2}\right)^2 \right]^{-\frac{3}{2}} - \left(1 - \frac{D}{2}\right) \left[\left(ut + m\right)^2 + n^2 + \left(1 - \frac{D}{2}\right)^2 \right]^{-\frac{3}{2}} \right\},$$

где

 $E_{3}^{*} = 2q\{(1+D/2)[n^{2}+(1+D/2)^{2}]^{-3/2}-(1-D/2)[n^{2}+(1-D/2)^{2}]^{-3/2}\}.$ (4.11)

Аналогично можно конструировать достаточно сложные системы зарядов, например, наклонно расположенные вертикально и горизонтально ориентированные диполи. В этих случаях кривая напряженности в момент прохождения центра диполя относительно точки наблюдения будет не симметричной во времени. Следует отметить, что при прохождении вертикального диполя на разных расстояниях от пункта наблюдения кривые для E также будут различны, что мы проиллюстрируем ниже. Критическое значение y_1 находится из следующих соображений.

Чтобы $E_{д3}/E_3^*$ поменяло знак, «не доходя» до точки максимального приближения диполя к началу координат, т. е. при $(S + m)^2 \neq 0$, необходимо выполнение следующего условия:

 $(S+m)^2 = [1-(D/2)^2]^{2/3}[(1+D/2)^{2/3}+(1-D/2)^{2/3}]-n^2 > 0. \quad (4.12)$

Будем считать, что направление и скорость движения электрических неоднородностей атмосферы, моделируемых точечными электрическими зарядами, полностью определяются направлением и скоростью ветра в приземном слое. С целью иллюстрации предлагаемого подхода рассчитаем несколько примеров. Пусть отсчет расстояния начинается от точки, удаленной по оси *x*, вдоль которой происходит движение, на расстояние $x_0 = 5$ км от начала координат, причем она направлена по направлению ветра. Принимаем высоту, на которой движется диполь со скоростью ветра v = 10 м/с, постоянной и равной $z_1 = 200$ м, расстояние между зарядами d = 200 м удаление траектории движения диполя от оси *X*, параллельно которой осуществляется движение y = 300 м.

Пример Д1. Ось диполя направлена вдоль оси *X*. Тогда: *t*=0.2... 1000 с, *u*=0.05с⁻¹, *m*=25, *n*=1.5, *D*=1. Графический вариант *Д1* представлен на рис. 4.1, *а*. При рассмотрении рисунка обращает на себя внимание то обстоятельство, что поле внезапно и быстро нарастает после 400 с и быстро спадает на 600 с, так, что все явление занимает примерно 200 с. Это значит, что «зона обнаружения» составляет примерно 2 км, а если смотреть по половинной интенсивности, то порядка 1 км.

Пример Д2. В этом случае ось диполя направлена поперек движения (рис. 4.1, δ) и видно, как одиночный пик имеет знак того заряда, который проходит ближе к наблюдателю. Кроме того, пик более острый. По половине интенсивности он занимает 30–40 с, т. е. 300–400 м на местности и 100 с – по 0.1 интенсивности с зоной «видимости» ~ 1 км.



Рис. 4.1. Графики напряженности электрического поля при прохождении диполя с различной ориентацией оси вдоль движения на высоте 200 м, движение начинается от точки, удаленной по оси X на 5 км от начала координат с размером диполя 200 м.

a – при прохождении горизонтального диполя, ось которого ориентирована вдоль движения; δ – при прохождении горизонтального диполя, ось которого ориентирована поперек движения; e – при прохождении вертикального диполя, проходящего далеко от начала координат; e – при прохождении вер-

тикального диполя, проходящего близко к началу координат

Пример Д3. Рассмотрим два случая прохождения вертикального диполя над наблюдателем. Случай Д3-А представлен на рис. 4.1, *в*. Как и следовало ожидать, знак поля определяется знаком нижнего, более близкого к наблюдателю, заряда. Зона влияния в этом случае больше, чем в предыдущих случаях, и может достигать 3-3.5 км. В случае Д3-Б диполь подходит к наблюдателю еще ближе, на расстояние от 200 до 300 м. Как показано на рис. 4.1, *в* и 4.1, *г*, в случае если траектория движения вертикального диполя проходит достаточно близко к наблюдателю, то возможна даже перемена знака поля.

Радиус области, на границе которой поле меняет знак, определяется соотношением:

 $n_{\rm kp} = (1 - D^2/4)^{1/3} [(1 + D/2)^{2/3} + (1 - D/2)^{2/3}]^{1/2}.$ (4.13)

Для нашего примера $n_{\rm kp}$ = 2.64, т. е. $y_{\rm kp}$ ~ 530 м.

4.1.2. Электрическое поле облака

Представим модель еще одного часто встречающегося объекта – заряженного облака. Будем рассматривать электрическое поле облака как поле тонкого диска радиуса R, «подвешенного» горизонтально на высоте z_0 над плоской идеально проводящей землей. Изображение в земле заменим вторым диском, расположенным на глубине $-z_0$. Без нарушения общности центр облака совместим с осью Z прямоугольной системы координат, а точку наблюдения выберем на оси х, т.е. ее координаты будут {x, 0, 0}. Плоскость земли дается условием z = 0. Электрическое поле в этом случае дается соотношением (Батыгин, 1970):

$$E_{z} = 2\sigma \int \int r' dr' d\alpha / [r'^{2} - 2r'x\cos\alpha + (x^{2} + z_{0}^{2})], \qquad (4.14)$$

где *σ* – поверхностная плотность заряда.

Интегралы берутся в пределах от 0 до R по r' и от 0 до 2π по a. После интегрирования по r' находим:

$$E_{z/E_{0}} = \int d\alpha \left\{ \frac{(1+q^{2})^{1/2}}{1+q^{2}\sin^{2}\alpha} - \frac{1+q^{2}}{S'} - \frac{qk\cos\alpha}{S'} \right\}.$$
 (4.15)

Здесь мы привели выражение для поля в безразмерной форме, обозначив: $x/z_0 = q$; $R/z_0 = k$; $S' = (1 + q^2 sin^2 \alpha)(k^2 + q^2 + 1 - 2kq \cdot cos\alpha)^{1,2}$.

На рис. 4.2 показана кривая *E* от поля такого облака. Все значения на графике приведены в относительных единицах. Радиус облака



Рис. 4.2. Изменение напряженности электрического поля от плоского, однородно заряженного облака в зависимости от расстояния от проекции центра облака на земную поверхность (x =0), в единицах высоты облака

взят $5z_0$. Хорошо видно, что на удалении двух радиусов облака от его центра амплитуда поля спадает до 0.1 относительно его максимального значения под центром облака. Относительная амплитуда в максимуме не достигает единицы потому, что сказывается рассеяние поля на краях конденсатора конечных размеров. При $k \to 1$ правая часть уравнения (4.15) стремится к единице (Чернева и др., 2007).

4.2. Предвестниковая аномалия сильного землетрясения на юге Авачинского залива с М=6.7 в июне 1996 г.

Согласно современным представлениям, землетрясения невозможны без стадии подготовки, которая отражает изменение напряженно-деформированного состояния некоторого объема геологической среды перед этим явлением. В силу недостаточного знания реологических свойств геосреды на больших глубинах задача прогноза места, времени и энергии землетрясений даже в хорошо изученных регионах оказывается крайне сложна. Поэтому выделение предвестников в любых геофизических полях представляет большой интерес для понимания процесса подготовки сильных землетрясений. Предвестниковые аномалии перед сильными землетрясениями Камчатки, выделенные по данным регистрации E_z ЭПА на обсерватории «Паратунка», описаны в ряде работ (Михайлов и др. 2002; Руленко, 2000; Руленко и др., 1992, 1996; Смирнов, 2005). На Камчатке, как и в Китае (Hao Jian-Guo et al., 1998), в некоторых случаях за несколько часов до землетрясений отмечались бухтообразные отрицательные аномалия E_z длительностью в несколько часов.

Несмотря на большой период регистрации E_z ЭПА на обсерватории «Паратунка», одновременно в нескольких пунктах она осуществлялась фрагментарно и в небольшие периоды. В этом отношении представляет определенный интерес регистрация E_z в двух пунктах ПРТ и КРМ в июне 1996 г., когда на юге Авачинского залива произошла афтершоковая последовательность с землетрясением максимальной магнитуды М =6.7 (K_{max} = 14.4, где K = lg E, Дж). Землетрясения, произошедшие 21–25 июня 1996 с глубиной очага 10–35 км, занимали компактную область на расстоянии ~180 км от пунктов регистрации (рис. 4.3). Предвестниковая аномалия, обнаруженная в записях E_z ЭПА на обеих станциях, кратко описана в работах (Vershinin et al., 1997; Фирстов и др., 2012). Разберем более подробно этот случай.



Рис. 4.3. Расположение пунктов регистрации и карта эпицентров землетрясений с К ≥ 11 афтершоковой последовательности, произошедшей 21–25 июня 1996 г.

На рис. 4.4., где приведен пятидневный фрагмент записи E_z ЭПА в пунктах ПРТ и КРМ, отмечены наиболее сильные землетрясения, произошедшие в последующие три дня после основного события 21 июня 1996 г. в 13:57. Перед основным толчком на обоих пунктах достаточно уверенно выделяется бухтообразное возмущение с амплитудой $E_z \sim 400$ В/м, начавшееся в 21 ч 20 июня (рис. 4.4, *a*).

Для этого периода рассчитывалась спектральная плотность мощности (СПМ) E_z ЭПА. Кривые СПМ для сигналов на обоих пунктах в диапазоне частот $3 \cdot 10^{-4} - 0.4$ Гц близки по форме, условно были разбиты на три участка (рис. 4.4, δ). Начиная с 0.008–0.003 Гц, происходит



Рис. 4.4. Динамика E_z ЭПА в пунктах ПРТ и КРМ за период 20–25 июня 1996 г. (*a*) и спектральная плотность мощности сигналов (*б*). Стрелками отмечены наиболее сильные толчки афтершоковой последовательности землетрясений

спад уровня СПМ, а на участке 0.003–0.01 Гц спектральная плотность квазипостоянна. На частотах менее 0.01 Гц наблюдается спад уровня СПМ пропорционально $f^{-2.5} - f^{-3}$, что указывает на сильное влияние турбулентности в этом диапазоне частот. С опорой на особенности кривых СПМ проведена фильтрация сигналов (рис. 4.5). На кривых отфильтрованных фильтром низких частот на основании фазовой корреляции между сигналами обоих пунктов в период 22 ч 20 июня – 10 ч 21 июня уверенно выделяется предвестниковая аномалия специфической формы (рис. 4.5, c).

В разд. 4.1 рассчитан отклик градиента потенциала электрического поля приземного слоя атмосферы от электрокинетических структур с простой конфигурацией, транспортируемых ветром и рас-



Рис. 4.5. Отфильтрованные ФНЧ кривые значений E_z ЭПА за 20–24 июня 1996 г. в пунктах ПРТ и КРМ

положенных над проводящей поверхностью, и рассчитаны модельные кривые в безразмерных величинах (формулы 4.1–4.11). Форма рассматриваемой аномалии напоминает изменение E_Z ЭПА при прохождении вертикального диполя далеко от пункта регистрации. Для такого предположения основой являются следующие факты:

1. Перед сильными землетрясениями южной Камчатки наблюдаются аномалии в поле почвенного радона со временем упреждения от нескольких до десятков часов (Фирстов, 2014).

2. Как показано в работе (Алексеева, 2002), перед землетрясениями отмечаются выделения в атмосферу аэрозолей, которые регистрируются лидарами.

3. В районе Паратунского грабена, где расположены оба пункта регистрации, четко выражен Западный разлом (см. рис. 2.1), который достаточно активен и может быть источником стока радона и аэрозолей в атмосферу. В случае УХП вполне реальна возможность формирования в зоне разлома аэроэлектрической структуры в виде вертикального диполя, которая могла бы осуществлять движение под действием ветра.

Рассмотрим метеорологическую обстановку района, по данным высотного зондирования, на станции Петропавловск-Камчатский в этот период (рис. 4.6). На высоте 1 км начинается температурная инверсия и происходит резкая смена направления ветра с уменьшением его скорости до 2 м/с (рис. 4.6). Исходя из метеорологической ситуации и расположения пунктов регистрации, были приняты следующие параметры диполя: скорость движения диполя 1.6 км/сут, движение начинается за 25 км от пунктов, высота над землей центра диполя z=1 км, расстояние между зарядами d=1.2 км, удаления



Рис. 4.6. Результаты высотного зондирования атмосферы 21 июня 1996 г. в 12 ч на метеостанции Петропавловск-Камчатский: *a* – скорость ветра, м/с; *б* – азимут направления ветра; *в* – температура, °С

траектории движения диполя y=10 км (4.7, *a*). Совмещенные аномалии, зарегистрированные в обоих пунктах наблюдения, и расчетная кривая, вычисленная в безразмерных величинах, дают удовлетворительное совпадение зарегистрированных аномалий и расчетной кривой (рис. 4.7, *б*). Исходя из принятых параметров, рассчитаем в первом приближении заряд диполя:

$$E_{z} = \frac{2q(z+d/2)}{4\pi\varepsilon_{0} \left[(z+d/2)^{2} + y^{2} \right]^{\frac{3}{2}}},$$

который составил *q* ~ 6 Кл.

Небольшая скорость дает основание предполагать, что вертикальный диполь мог сформироваться в условиях хорошей погоды в результате стока радона и аэрозолей из активной дизъюнктивной структуры под действием геодеформационной волны, распространяющейся по глубинному разлому, трассируемому р. Паратунка, в долине которой расположены оба пункта. Это подтверждается геометрией расположения пунктов регистрации, разломной зоны и эпицентров землетрясений.

Еще одним подтверждением реальности полученной картины является увеличение за 6 ч E_z с -150 В/м (амплитуда первого минимума) до -50 В/м на втором минимуме, которое можно объяснить «рассасыванием» аэроэлектрической структуры в процессе ее движения.



Рис. 4.7. Схема геометрии предполагаемого диполя и его движения относительно пунктов регистрации (*a*), и аномалия, выделенная на основании фазовой корреляции между сигналами на станциях ПРТ и КРМ, совмещенная с расчетной кривой (б)

4.3. Влияние циклонической активности на *E*_Z ЭПА в январе 2002 г.

Полуостров Камчатка расположен на востоке Евразии, для которой характерны значительные термобарические контрасты, активная циклоническая деятельность, перестройка и смена генерального направления меридиональных составляющих атмосферной циркуляции. Это создает здесь весьма капризную и изменчивую погоду. Одной из особенностей циркуляции атмосферы над рассматриваемой территорией является активная циклоническая деятельность, особенно в холодный период, которая в районе полуострова преобладает зимой, достигая наибольшей интенсивности в январе (Кондратюк, 1983).

На основании регистрации электромагнитного излучения грозовых разрядов (атмосфериков) с помощью ОНЧ пеленгатора, работающего на обсерватории «Паратунка», осуществляется мониторинг циклонической активности (Чернева, Дружин, 2004; Дружин, Чернева, 2005; Druzhin et al, 2009; Дружин и др., 2011; Пермяков и др., 2015). Мощные тропические циклоны, приходящие с юго-западного направления, оказывают существенное воздействие на все параметры нижней атмосферы.

Детально рассматривалось влияние циклонической активности на некоторые параметры геофизических полей во время прихода к п-ову Камчатка двух циклонов, зародившихся в акватории Тихого океана 8 января 2002 г. (Фирстов и др., 2012). Данная циклоническая активность представляла большой интерес в связи с её необычностью, а также с тем, что в этот период удовлетворительно работали все системы наблюдений. Как видно на рис. 4.8, где показана траектория движения циклонов, по данным Камчатского УГМС, оба циклона через два дня подошли к берегам Камчатки (Кузнецов и др., 2007).

На рис. 4.9, *а*, *б* приведены снимки спутника NOAA на начало суток 11 и 12 января 2002 г., где хорошо видна циклоническая активность на расстоянии около 400 км от обсерватории «Паратунка». На снимках видны два циклонических вихря, отжимаемые фронтом антициклона, двигающиеся в этот период в направлении с юго-запада на северо-восток.

Движение циклонов в период 8–16 января 2002 г. хорошо отслеживается азимутальным распределением атмосфериков, по данным пеленгатора. На рис. 4.9, в светлыми линиями отмечены центры плотности атмосфериков, которые трассируют изменения азимута



Рис. 4.8. Траектория двух циклонов, зародившихся в акватории Тихого океана 8 января 2002 г. и подошедших к берегам п-ова Камчатка 10 января. Прямоугольником выделен район сближения циклонов

центральной части циклонов. Обращает на себя внимание сближение циклонов в середине суток 9 января, когда произошло их столкновение. Расчетное расстояние до центров циклонов в период с 10 по 12 января составляло около 100 км от обсерватории «Паратунка» (рис. 4.9, г).

На рис. 4.10, *а* приведена динамика атмосферных величин, по данным обсерватории «Паратунка» за период 4–17 января 2002 г: атмосферное давление, температура воздуха, количество осадков. Атмосферное давление 9 января начиная с 14 ч стало резко падать, а температура воздуха расти. К концу 10 января давление упало на 30 гПа, а температура воздуха воз-

росла от -15° до 0°. В конце 12 января начали выпадать осадки в виде снежной крупы, что, вероятно, и привело к сильным возмущениям в E_7 ЭПА (рис. 4.10, δ).

Бухтообразное уменьшение E_z ЭПА 10–13 января, по-видимому, связано с изменением стока радона в атмосферу. На рис. 4.10, *в* показана динамика объемной активности подпочвенного радона в зоне аэрации на двух пунктах, расположенных недалеко от обсерватории «Паратунка». Видно, что ОА Rn на обоих пунктах синхронно возросла в 4 раза – с 2 кБк/м³ до 8 кБк/м³. Такое мощное увеличение стока Rn в атмосферу обусловлено «высасывающим» эффектом падения давления и увеличением проницаемости горных пород под действием увеличения температуры. В свою очередь повышенный сток Rn в приземный слой, очевидно, увеличил его ионизацию и, соответственно, проводимость, что привело к падению E_z ЭПА почти на 200 В/м. Коэффициент корреляции между *Rn* и E_z составил 0.43, при 0.3 для 95% уровня доверия.



Рис. 4.9. Космические снимки циклонов на начало суток 12 и 13 января 2002 г. (*a*, *б*); азимутальное распределение грозовых разрядов (*в*); расстояние от центров циклонов до обсерватории «Паратунка» (*г*)

Следует отметить интересное поведение динамики значений E_z при прохождении фронта циклона через район пункта регистрации с 12 ч 9 января до конца 10 января. Сближение фронтов циклонов сопровождалось резким уменьшением E_z – до 200 В/м, с последующим увеличением E_z до 500 В/м в начале 10 января (рис. 4.10, δ). В конце 10 января интенсивность E_z ЭПА резко уменьшилась и продержалась на этом уровне почти до середины 12 января.

По форме записи поведение E_z ЭПА 9–10 января напоминало базовую модель E_z при прохождении горизонтального диполя,



Рис. 4.10. а – метеорологические величины (Р – атмосферное давление, Т – температура воздуха, О – осадки); б – напряженность ЭПА (1–мгновенные значения с частотой дискретизации 6 цикл/час, 2 – осредненные в 10 часовых интервалах); в – объемная активность Rn (1 – пункт ПРТ, 2 – пункт ГЛЛ)

ориентированного осью вдоль его движения (см. рис. 4.1, a). Возникло предположение, что при сближении циклонов за счет трения больших снеговоздушных масс возник диполь, движение которого нашло отражение в E_z ЭПА на обсерватории «Паратунка». Линейные размеры предполагаемой дипольной структуры принимались



Рис. 4.11. Схема геометрии предполагаемого диполя, возникшего при взаимодействии двух циклонов, и его движения относительно пунктов регистрации (*a*), динамика *E*_Z ЭПА 09–11 февраля 2002 г. (*б*). 1 – исходные данные, 2 – осредненные скользящим средним по трем точкам, 3 – расчетная кривая

на основании космических снимков и данных регистрации грозовых разрядов. Диполь на высоте z=8 км, ориентированный осью вдоль движения с расстоянием между зарядами d=200 км, двигался со скоростью 30 км/ч. Движение начиналось от точки, удаленной на 100 км от начала координат, расположенных в пункте регистрации (рис. 4.11, *a*). На рис. 4.11, *б* наблюдается удовлетворительное совпадение модельной кривой с экспериментальной, вычисленной в безразмерных величинах по формуле (4.9).

Заряд такой высокоэнергетической, аэроэлектрической структуры из двух соприкасающихся циклонов, исходя из принятых параметров, в первом приближении можно рассчитать по формуле

$$E_z = \frac{2qz}{4\pi\varepsilon_0 \left[z^2 + y^2\right]^{3/2}},$$

и он составит *q* ~ 1200 Кл.

4.4. Отклик в поле *E*_Z ЭПА при прохождении эруптивных облаков от эксплозивных извержений вулкана Шивелуч

Электрические процессы в вулканических облаках являются составной частью вулканической деятельности. Вулканические облака (шлейфы) несут мощный электрический заряд, который может регистрироваться приборами наземного базирования. Контролируя вертикальную составляющую градиента потенциала электрического поля атмосферы в приземном слое, можно обнаруживать присутствие даже аэрозольных эруптивных облаков, насыщенных частицами мелкодисперсного пепла (James et al., 1998).

Большую роль в электризации эруптивных облаков имеет процесс фрагментации (разрушения) магмы и формирование эруптивного облака. При этом происходит образование разнополярных зарядов и возникновение вулканических молний различной интенсивности. Гравитационное разделение пепловых частиц разных размеров в эруптивной колонне и шлейфе, а также трибоэлектрические эффекты обеспечивают пространственное разделение зарядов (Mather, Harrison, 2006).

В пунктах КLYG (п. Ключи) и КZYG (п. Козыревск), расположенных в центральной части п-ова Камчатка (см. рис. 2.6), в период 2014–2017 гг. зарегистрировано три случая, когда эруптивные облака от эксплозий вулкана Шивелуч прошли вблизи пунктов регистрации E_{z} ЭПА, чему способствовало соответствующее направление ветра.

Для селекции сигналов, связанных с эксплозиями вулкана Шивелуч, привлекались данные всего комплекса методов в пунктах наблюдений за вулканами КФ ФИЦ ЕГС РАН. Селекция сигналов в записях E_z ЭПА от эруптивных облаков выполнялась на основании комплексирования данных сейсмического, инфразвукового и спутникового мониторинга активности вулканов Камчатки.

Формирование и распространение эруптивного облака происходит под действием стратификации атмосферы. На метеорологической обсерватории «Ключи» Камчатского управления по гидрометеорологии и мониторингу за окружающей средой, расположенной в 48 км к северо-западу от вулкана Шивелуч (см. рис. 2.6), 2 раза в сутки проводится баллонное зондирование до высоты 25 км. Получаемые данные дают возможность определять направление и скорость распространения эруптивных облаков от эксплозивных извержений вулканов Северной группы (http://www.esrl.noaa.gov/raobs/intl/intl2000.wmo).

Комплексный подход, основанный на геофизических и спутниковых методах, позволял осуществлять селекцию сигналов в E_z ЭПА, обусловленных прохождением газопепловых облаков от эруптивных извержений вулкана Шивелуч.

<u>Извержение в 10:17 16.11.2014 г. (Фирстов и др., 2017).</u> Перед извержением и после него в пункте КZYG около 15 ч (1:25–16:25, 16.11.2014 г.) фоновое значение E_7 ЭПА было относительно спокойно



Рис. 4.12. Напряженность ЭПА в пункте КZYG (*a*); запись сейсмического сигнала, сопровождавшего извержение вулкана Шивелуч 16.11.2014 г. на РТСС ВDR (*б*); метеорологические величины в пункте КZYG (*в*, *г*, *д*) (Фирстов и др., 2017)

и составляло 60 В/м (рис. 4.12, *a*). Поведение метеорологических величин также было без сильных вариаций (рис. 4.12, *a* – *d*), что говорит об условиях хорошей погоды в этот период. В 10:45 видны первые слабые вариации E_z АЭП, а почти через два часа после извержения на записи E_z АЭП выделяются четкие вступления двух аномалий (12:04 и 13:10 мин) общей длительностью около 1.5 ч (рис. 4.13, *a*, *б*), когда в максимуме значение E_z АЭП достигает 170 В/м. Наличие УХП дает основание рассматривать вариации E_z АЭП как следствие электризации эруптивного шлейфа, траектория которого проходила в 25 км восточнее пункта КZYG (см. рис. 2.6).

На рис. 4.13, *а* видно, что перед хорошо выраженными аномалиями E_z АЭП в течение 78 мин наблюдаются более «высокочастотные» колебания с амплитудой ~10 В/м. Сами аномалии также осложнены «высокочастотными» колебаниями. Сигнал длительностью более трех часов был разделен на пять участков и подвергся фильтрации фильтром высокой частоты с *fгp*=0.0008333 Гц (20 мин). На отфильтрованном сигнале по кинематическим и динамическим параметрам выделенные участки достаточно уверенно различаются (рис. 4.13, δ).

Начало сигнала совпадает со временем последнего разряда от вулканической молнии, произошедшей на расстоянии 90 км от KZYG и зарегистрированной мировой сетью местоположения гроз (WWLLN). На первом участке, так же, как и на последнем, в записях вариаций



Рис. 4.13. Фрагмент записи E_z ЭПА в пункте КZYG с выделением характерных реперных точек (*a*); кривая E_z АЭП после фильтра высоких частот с *fгp*=0.0008333 Гц (20 мин) (б). Цифрами в кружках отмечены реперные точки в записи сигнала от эруптивного события (Фирстов и др., 2017)

 $E_{\rm z}$ АЭП «высокочастотного» диапазона регистрируются колебания с периодом 12–15 мин. Для второго и третьего участков характерны колебания с меньшим периодом: 5–6 мин. По-видимому, за счет конвективной неустойчивости продуцируются «высокочастотные» колебания $E_{\rm z}$ АЭП, которые связаны с возникновением волновых движений заряженных частиц в эруптивном шлейфе.

С использованием разности времен между ${\rm t_0}$ и временами прихода вступлений обеих аномалий $E_{\rm Z}$ АЭП сделаны оценки скорости движения эруптивных образований, которые составили 17.7 м/с и 10.9 м/с соответственно. Совпадение скоростей распространения аэроэлектрических структур со скоростями ветра на определенных высотах, по данным баллонного зондирования, указывает на то, что от извержения вулкана Шивелуч 16.11.2014 г. сформировался шлейф, распространявшийся на двух высотах.

<u>Извержение в 22:31 16.12.2016 г.</u> (Акбашев, Фирстов, 2018; Firstov et al., 2017).

По данным РТСС SMK, извержение началось 22:31 (рис. 4.14, *a*). Его особенность состояла в том, что, согласно космическим снимкам и данным баллонного зондирования, образовавшееся эруптивное



Рис. 4.14. Запись сейсмического сигнала на вертикальной составляющей HZ на РТСС SMK (*a*) и отклик E_z ЭПА в пункте KLYG при прохождении эруптивной тучи (δ), возникшей от эксплозии вулкана Шивелуч 16.12.2016

облако, двигаясь под действием ветра (азимута ~ 75°, скорость ~ 17 м/с) не должно было проходить над пос. Ключи (рис. 2.6), Однако спустя около двух часов начался пеплопад, в результате которого выпало ~ 20 г/м² пепла. Эруптивное образование, причастное к пеплопаду, должно было сноситься ветром с азимутом ~ 45° и скоростью ~ 5 м/с, что соответствует стратификации атмосферы на высоте 2.5 км. На спутниковых снимках такое эруптивное облако не просматривалось.

Пеплопад в пос. Ключи сопровождался отрицательной однополярной аномалией в ЭПА с минимальным значением – 1.23 кВ/м и общей длительностью ~ 45 мин (15 мин передний фронт и 30 мин задний). По форме заднего фронта аномалии в E_Z ЭПА (Чернева и др., 2007) можно говорить о том, что эруптивное облако представляло собой аэроэлектрическое образование, двигающееся горизонтально на высоте 2.5 км. За счет эоловой дифференциации облако приобрело значительный горизонтальный размер ~ 9 км, который оценен по длительности заднего фронта аномалии E_Z ЭПА и скорости ветра на высоте 2.5 км.

<u>Извержение в 16:26 14.06.2017 г.</u> На спутниковых снимках (HIMAWARI-8, http://rammb. cira. colostate. edu/) видно, что через 34 мин после мощной эксплозии сформировалось почти круговое эруптивное облако диаметром ~70 км на высоте 9 км (рис. 4.15, *a*). Далее, согласно ветровой стратификации, эруптивное облако стало



Рис. 4.15. Распространение эруптивного облака от извержения вулкана Шивелуч 14.06.2017 г. в 16:26, по данным спутниковых снимков HIMAWARI-8 (a, δ, e) ; развитие эруптивного облака, зафиксированное видеокамерой (c, d, e)

двигаться к пос. Ключи со скоростью 11 м/с (рис. 4.15, *a*-*в*). Формирование эруптивного облака в первые минуты после начала эксплозивного извержения зафиксировано на станции КLYG видеокамерой, которая осуществляет мониторинг активности вулкана Шивелуч (рис. 4.15, *г*).

Почти через час эруптивное облако накрыло пос. Ключи, где выпало 100 г/м² пепла (рис. 4.15, *д*). После этого облако продолжило движение по направлению к Ключевскому вулкану (рис. 4.15, *е*). В 21:33 оно достигло пос. Козыревск, где наблюдалось слабое выпадение очень мелкодисперсного пепла.

На РТСС SMK эксплозивное землетрясение, сопровождавшее это извержение, имело длительность около 10 мин. Извержение сопровождалось воздушной ударной волной, которая с расстоянием эволюционировала в инфразвуковую и была зарегистрирована всеми микробарографическими каналами на п-ове Камчатка.

Удачное сочетание «условий хорошей погоды» и направления ветра при извержении 14 июня 2017 г. позволило зарегистрировать отклик E_z ЭПА во время прохождения эруптивного облака над поселками Ключи и Козыревск. С момента начала выпадения пепла в Ключах в 17:40, на KLYG началось уменьшение E_z ЭПА до -6 кВ/м, которое затем сменилось резким увеличением E_z ЭПА до +5 кВ/м (рис. 4.16). Значительно большая амплитуда отрицательной фазы по сравнению с первым случаем согласуется со значительным количеством пепла: ~ 100 г/м², – выпавшем в пос. Ключи.

Форма рассматриваемой аномалии напоминает изменение E_z ЭПА горизонтального диполя, ось которого ориентирована вдоль движения, прошедшую через пункт регистрации. По-видимому, диполь сформировался за счет эоловой дифференциации, когда в передней части эруптивного облака крупные частицы пепла были заряжены отрицательно, а отстающая аэрозольная часть облака положительно.

Параметры диполя можно оценить, используя стратификацию атмосферы и кинематические параметры аномалии. Высота над землей центра диполя (z = 9 км) с расстоянием между зарядами 2.5 км и скоростью движения 36 км/ч. Диполь формируется за 40 км от KLYG. Исходя из этих параметров, рассчитаем в первом приближении заряд диполя q по формуле $E_z = 2q / 4\pi\varepsilon_0 z^2$, $q \approx 40$ Кл, где $\varepsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12}$ Кл/В·м – электрическая постоянная.

Почти через 5 ч эруптивное облако достигло пос. Козыревск, где отмечалось выпадение незначительного количества мелкодисперсного пепла. Флюксметром KZYG была зарегистрирована аномалия, по форме соответствующая заряженному облаку положительного заряда (см. рис. 4.2), которая свидетельствует о том, что в процессе эоловой дифференциации образовалось аэрозольное облако с незначительным количеством очень тонкого пепла.



Рис. 4.16. Фрагменты записи: скорости смещения грунта вертикальной составляющей на РТСС SMK (*a*); напряженности ЭПА в KLYG (*б*) и KZYG (*в*)

Несмотря на значительное число эксплозивных извержений вулкана Шивелуч, пеплопады во время извержений в пункте KLYG наблюдались редко. Из этого следует, что для уверенной регистрации вариаций E_z ЭПА пункты наблюдений должны размещаться в направлениях основных осей пеплопадов, формируемых розой ветров.

Слабая эксплозия вулкана Шивелуч 16 декабря 2016 г. в 22:31, вероятно, сопровождавшаяся обвалом, представляла собой «продувку» в течение более 10 мин, в результате которой сформировавшееся эруптивное облако на высоте ~ 6 км н. у. м, ушло на юго-запад, минуя пункт КLYG. В это время пепловое облако от обвала, сформировавшееся на высоте ~ 2.5 км н. у. м., прошло над пос. Ключи и дало аномалию в E_7 ЭПА, характерную для облачных структур.

Мощная эксплозия вулкана Шивелуч 14 июня 2017 г. в 16:26 представляла собой «взрыв» с последующей «продувкой». Возникшее при этом эруптивное облако прошло над двумя пунктами (KLYG-48 км; KZYG-109 км). Если в ближайшем пункте эруптивное облако имело электрическую структуру в виде диполя, то в дальнем пункте эта электрическая структура эволюционировала за счет эоловой дифференциации в заряженное отрицательно облако.

4.5. Исследование электрических параметров пароводяных облаков, возникающих в результате инжекции в атмосферу пароводяной смеси из геотермальных скважин

С целью изучения аэроэлектрических структур, возникающих в пароводяном облаке (ПВО), эпизодически проводились экспедиционные работы по регистрации атмосферно-электрических параметров во время выпусков пароводяной смеси (ПВС) из скважин на Мутновском месторождении парогидротерм (Кузнецов и др., 2007, 2009; Фирстов и др., 2013).

Предполагалось, что при открытии скважины на малой высоте возникнет ПВО с локальным объемным зарядом. Его отклик в поле E_z ЭПА будет регистрироваться вблизи земной поверхности. Подобный эксперимент, с одной стороны, мог быть полезен для проверки идеи, согласно которой изменение E_z ЭПА перед землетрясениями объясняется инжекцией заряженных аэрозолей, выносимых по тектоническим разломам в атмосферу, при этом E_z ЭПА уменьшается и может даже менять знак (Сорокин и др., 2001). С другой стороны, этот эксперимент представлял интерес с целью моделирования, в первом

приближении образования аэроэлектрических структур, возникающих во время формирования эруптивных облаков (разд. 4.4).

<u>Первый цикл наблюдений в октябре 2004 г. и сентябре 2006 г.</u> В этот период было проведено пять экспериментов на скважинах, расположение которых показано на рис. 2.2 и 4.17, а их основные характеристики даны в табл. 4.1 (Кузнецов и др., 2007, 2009). Напряженность ЭПА измерялась в непосредственной близости от открываемых на время наблюдений глубоких скважин (h > 1000 м), из которых происходило истечение в атмосферу ПВС с различным паросодержанием (табл. 4.1). В 2004 г. эксперимент проводился на трех скважинах (17, 42, 53), а в 2006 г. он был повторен на скв. 42 и проведен на скв. 016 с очень высоким паросодержанием $\chi = 97\%$. Анализ экспериментов сделан В.В. Кузнецовым (Кузнецов и др., 2007, 2009).

Таблица 4.1. Параметры скважин Мутновского месторождения парогидротерм на которых проводился эксперимент

№ п/п	Р, кг/см ²	T, ℃	<i>Q</i> _{пвс} , кг/с	$Q_{\rm IIBC}$ кг/с	χ,%	Дата проведения эксперимента
042	8.8	175	93	18	19	10. 2004; 09.2006
017	-	-	19	6	32	10. 2004
053	-	-	60	12	20	10.2004
016	6.5	164	13	13	97	09.2006

Примечание. $Q_{\Pi BC}$ – расход ПВС, Q_{Π} – расход пара, χ – паросодержание.

<u>В 2004 г. измерения ЭПА</u> проводились с помощью аппаратно-программного комплекса, включающего в себя в качестве датчика электростатический флюксметр «Градиент МЗ». На рис. 4.17 показаны отдельные фрагменты инжекции в атмосферу ПВС. При открытии скв. 042 возникал столб пара высотой 15–20 м, сносимый ветром с образованием облака объемом V ~ 10^3 м³. Флюксметр устанавливался на расстоянии от 10 до 60 м от скважины как вдоль ветра, так и в противоположном направлении. После 10-минутной регистрации фона открывалась задвижка, происходило формирование ПВО, что фиксировалось 10-минутным сеансом работы флюксметра. Затем прибор переносился на другое место и проводился следующий цикл измерений. На каждой из скважин время наблюдения составляло около одного часа.



Рис. 4.17. Фрагменты инжекция из скважин ПВС в атмосферу и формирование пароводяного облака. Схема расположения скважин Мутновской ГеоЭС, на которых проводились натурные наблюдения

<u>В 2006 г. эксперимент был расширен.</u> Регистрация параметров ЭПА осуществлялась комплексом, состоящим из трех флюксметров «Градиент МЗ» и датчика электрической проводимости воздуха «Электропроводность-2», что позволило регистрировать положительную и отрицательную удельную электрическую проводимость воздуха (L_+, L_-) .

Один флюксметр устанавливался в непосредственной близости от оголовка скважины на верхней площадке защитного кожуха, два других располагались на расстоянии 20 м и 40 м от скважины. Система регистрации и «Электропроводность-2» размещалась в 20 м от скважины (Кузнецов и др., 2009; Чернева и др., 2007а).

При открытии задвижки скв. 042 ($Q_{\text{ПВС}} \approx 93 \text{ кг/с}, \chi = 19\%$) через $\tau_1 \approx 250$ с фоновое значение $E_z = 200-400 \text{ В/м}$ уменьшилось почти в 2 раза, с последующим медленным возрастанием E_z в течение $\tau \approx 100$ с (рис. 4.18, *a*). Отклик в поле E_z ЭПА при открытии менее продуктивной скв. 017 ($Q_{\text{ПВС}} \approx 19 \text{ кг/с}, \chi = 32\%$) был незначительный: $\Delta E < 50 \text{ В/м}, \tau_1 < 50 \text{ с}$ (рис. 4.18, *б*). Образовавшееся облако



Рис. 4.18. Динамика E_z во время образования ПВО в 2004 г. на скв. 042 (*a*), на скв. 017 и скв. 053 (*б*). Результаты измерений E_z, λ₊ и λ₋ на двух скважинах 042 и 016 в 2006 году (*в*). τ₁ – время уменьшения E_z; τ₂ – время быстрой релаксации поля; τ₃ – время медленной релаксации

было много меньше, чем в первом случае (рис. 4.17, вторая панель сверху).

При открытии скв. 053 ($Q_{\text{ПВС}} \approx 60 \text{ кг/с}, \chi = 20\%$) образовалось ПВО с объемом ~ 10⁴ м³ (рис. 4.17, третья панель сверху). В этом случае, несмотря на то, что расход и скорость истечения ПВС из скважины со временем возрастали, одновременно происходило увеличение в размерах облака, так же, как в предшествующих случаях, наблюдалось уменьшение E_z на 250 В/м в течение $\tau_1 \approx 100$. Время частичного восстановления E_z примерно такое же, как и в первом эксперименте: $\tau_2 \approx 150$ с (рис. 4.18, δ). Однако, как и на скв. 042, начальная величина E_z достигнута не была, хотя тенденция к медленному возрастанию её до начальной величины сохранилась.

Ориентировочно скорость убывания напряженности поля dE/dt в момент открытия скважины и формирования ПВО можно оценить для двух случаев из трех (рис. 4.18, *a*, *б*): скв. 042, $dE/dt \sim 0.6$ B/(м·c), скв. 053 $dE/dt \sim 2.5$ B/(м·c).

Вместе с паром из скважины выбрасывалось значительное количество воды, которое точно оценить довольно сложно. Оцененная визуально водность ПВО, по-видимому, сравнима с водностью кучевых облаков, для которых она составляет $M \approx 0.1 - 1.0$ г/м³. За время эксперимента, продолжавшегося на каждой из скважин около получаса, выпало менее 1 мм осадков, что соответствует скорости накопления осадков (интенсивности «дождя») ≈ 0.5 мм/ч. Если оценить скорость выпадения дождя из облака с водностью $M \approx 0.1 \ r/m^3$, то при полной конденсации пара это может дать скорость примерно на порядок меньше. Отсюда следует, что появление «дождя», скорее всего, связано с наличием в облаке довольно большого количества воды. Расход пара 20 кг/с при выходе из трубы радиусом 10 см обеспечит направленную скорость движения молекул пара ~ 10 м/с и более. При экспериментах на скв. 042 порывы ветра со скоростью 10-20 м/с оказывали заметное влияние на форму облака (рис. 4.17). Во время проведения экспериментов на скв. 053 скорость выхода пара была значительно больше, чем на первой, так как порывы ветра со скоростью, достигавшей 20 м/с и более, не влияли на форму столба, поднимающегося на высоту более 20 м (рис. 4.17). Работа скв. 042 сопровождалась сильным аэродинамическим шумом, свидетельствующим о высокой скорости истечения. ПВС, сносимая ветром, формировала ПВО на высоте порядка 10-20 м с площадью основания ~ 5.10 м². Сформировавшееся при работе менее продуктивной скв. 017

облако быстро распалось в атмосфере после прекращения истечения пара из оголовка.

Результаты натурных наблюдений, проведенных в 2006 г., приведены на рис. 4.18, *в*. Производился выпуск пара из скв. 042 ($Q_{\Pi BC} \approx 93$ кг/с, $\chi = 19\%$) и очень продуктивной скв. 016 ($Q_{\Pi BC} \approx 13$ кг/с, $\chi = 97\%$). При выпуске пара из малопродуктивной скв. 042 отклик в поле E_z был аналогичен наблюдаемому в предшествующем эксперименте. В первые минуты после открытия задвижки вынос в атмосферу большого количества ПВС с малым содержанием пара привел к уменьшению в течение 4 мин E_z до -1000 В/м. Это, по-видимому, связано с выпадением отрицательно заряженных капель за счет конденсации на холодном оголовке скважины длиной ~ 5 м. Через 15 мин оголовок прогрелся, скважина вошла в режим и значение E_z повысилось до 800 В/м. Этот момент синхронно проявился и в электропроводности, особенно на канале λ (рис. 4.18, *в*, левая панель).

На скв. 016 с большим паросодержанием наблюдалась иная картина. После открытия задвижки резко возросла E_z до 2000 В/м, которая через 10 мин стабилизировалась на 1500 В/м. При этом наблюдалось понижение λ_1 при практически постоянной величине λ_+ (рис. 4.18, *в*, правая панель).

Таким образом, появление в атмосфере дополнительного положительного заряда от струи с сухим паром приводит к увеличению E_7 ЭПА и, наоборот, выброс влажного пара – E_7 ЭПА уменьшает.

В восходящем потоке ПВС и затем при образовании пароводяного облака, так же, как и в естественном облаке, происходит конденсация, коагуляция, кристаллизация капель и их разрушение. Эти процессы приводят к образованию электрических зарядов (Качурин, 1990). Электрические заряды, в принципе, могут образовываться так же и при турбулентном течении пара по скважине, и они могут быть центрами конденсации.

На аэрозолях, имеющих отрицательные заряды, молекулы воды конденсируются значительно эффективнее, чем на аэрозолях, заряженных положительно. Поэтому отрицательно заряженные капли растут быстрее и быстрее опускаются на землю, чем положительные, обеспечивая при этом не только объемный электрический заряд в облаке, но и его поляризацию. В результате этого процесса на нижней «кромке» облака может скапливаться отрицательный заряд, на верхней «кромке» – положительный. Этот подход, высказанный в работе (Френкель, 1949), иногда применяется и в отношении грозового облака (Мучник, 1974). Если возможно заметное разделение зарядов на расстоянии 10 м, то, в принципе, это может быть применимо и для нашего случая. Основанием к тому, что ПВО должно обладать электрическим зарядом, является некоторый опыт, полученный при наблюдениях и регистрации электрического заряда как в искусственных (Wilson, 1920), так и в природных аэрозольных образованиях (Руленко, 1979, 1985, 2000; Руленко и др. 1976; Jshikawa et al., 1951).

Известно, что при движении тела в турбулентном потоке, содержащем аэрозоль, оно заряжается, т.е. происходит разделение зарядов (Качурин, Бекряев, 1960). Образование и разделение зарядов при движении ПВС по стволу скважины можно зарегистрировать индукционным датчиком, установив его на срезе трубы. Во время экспериментов 2006 г. измерялся потенциал на верхнем срезе металлической обсадной трубы скважин 042 и 016. В обоих случаях начальный потенциал до открытия скважины составлял ~ 300 мВ, а после открытия скважины уменьшался на ~ 100 мВ. Это свидетельствовало о том, что на срезе скважины во время её работы возникал дополнительный электрический заряд. В течение времени работы скважины в некоторых случаях потенциал начинал резко изменять величину и даже менять знак. По-видимому, в это время могли изменяться параметры струи ПВС (давление, температура, паросодержание). По-видимому, это наблюдение может лечь в основу метода дистанционного контроля расхода и паросодержания.

Величина E_z внутри облака через его водность может быть выражена следующим образом: $E_z = \varepsilon_0 \operatorname{Mg} \zeta / 6 \pi \eta \sigma_e$, где $M \approx 1 \operatorname{\Gamma/M^3}$ – водность грозового облака, g – ускорение свободного падения, $\zeta \approx 0.25 \operatorname{B}$ – электрокинетический потенциал воды, $\eta \approx 10^{-5} \operatorname{Iac}$ – вязкость воздуха, $\sigma_e \approx 10^{-14} \operatorname{Om^{-1} m^{-1}}$ – электропроводность; $E_z \approx 10^4 \operatorname{B/m}$ (Френкель, 1949). Используем такой подход для оценки величины E, возникающей при разделении зарядов в насыщенной влагой атмосфере «хорошей погоды». Известно, что в атмосфере концентрация молекул «сухого» пара воды $\approx 12 \operatorname{\Gamma/m^3}$. Водность атмосферы (в виде водного аэрозоля) $M = 0.01 \operatorname{r/m^3}$ для $E_z = 100 \operatorname{B/m}$. Характерное время частичного восстановления напряженности поля $\tau \sim 100$ с является временем релаксации электрического заряда ПВО (Мучник, 1974).

По мнению авторов, проводивших наблюдения подобных природных пароводяных выбросов, последние, как правило, несут положительный заряд (Руленко, 1985). Например, как следует из работы (Kasemir, 1956), фумарольное облако вулкана Acama (Azuma) обладает положительным объемным зарядом с плотностью $\rho \sim 10^{-9}$ Кл/м³. В работах (Руленко, 1979, Руленко и др., 1976) также обнаружено присутствие положительного электрического заряда на Карымском вулкане Камчатки с $\rho \sim 10^{-10}$ Кл/м³. В этих исследованиях показано, что в моменты выброса из вулкана водяного пара и вулканических газов регистрировались быстрые отрицательные изменения (скачки) напряженности ЭПА с амплитудой $\Delta E_{\tau} \approx 20$ В/м.

В экспериментах 2004 г. наблюдалось уменьшение величины поля: $\Delta E_z \approx 100-200$ В/м. Зафиксированное понижение величины E_z , казалось бы, противоречит сказанному. В действительности при условии, что знак E_0 противоположен знаку E_z , влияние аэрозоля и турбулентности приводит к увеличению абсолютной величины E_0 . Это подтверждает предположение о том, что ПВО приводит к образованию заряда отрицательной (относительно земли) полярности. При возможности регистрации поля E_z на верхней «кромке» ПВО можно было бы сделать заключение относительно полярности заряда и его разделении в облаке. Кроме того, надо учесть то, что кроме очевидного влияния видимого облака, состоящего из крупных капель, на атмосферное электрическое поле оказывают воздействие и мелкие, не видимые глазом аэрозоли, которые были замечены благодаря образованию радуги большой протяженности (Миннарт, 1969).

При истечении пароводяной струи и формировании ПВО на высоте его зависания формируется аэроэлектрическая структура, которая представляет собой локальный источник, влияющий на E_z и электропроводность ЭПА. Формирование такой структуры определяется в основном давлением на устье скважины и паросодержанием.

<u>В сентябре 2012 г.</u> в дополнение к предшествующим исследованиям проводились комплексные геофизические наблюдения при выпуске ПВС из скв. 043 с $Q_{\text{ПВС}} = 50 \text{ кг/с}$ и $Q_{\Pi} = 10 \text{ кг/с}$ (Фирстов и др., 2013).

Регистрация осуществлялась с помощью программно-аппаратурного комплекса, позволяющего регистрировать:

 смещение почвы (сейсмометр устанавливался на постаменте вблизи оголовка скважины);

- *E*₇ ЭПА двумя флюксметрами ЭФ-4 (Ефимов и др., 2013);

волновые возмущения в атмосфере в диапазоне частот
 0.03–100 Гц с помощью микробарографа.

Кроме того, измерителем звукового давления RFT-00017 определялся уровень звукового давления в децибелах и исследовались октавные спектры аэродинамического шума. Скорость ветра и его направление определялись анемометром. Размещение датчиков можно увидеть на врезке рис. 4.19, где также показано направление ветра, под действием которого сносился шлейф ПВС.

Скважина 043 оборудована защитным кожухом, и выпуск ПВС осуществлялся из сопла диаметром 100 мм, поднятого над поверхностью земли на 3.5 м. Были установлены два флюксметра: 1 в 35 м от защитного кожуха скважины; 2 почти под шлейфом ПВО на расстоянии 54 м по направлению ветра. На рис. 4.19 приведены записи сигналов со всех датчиков и показаны основные манипуляции с задвижкой скважины.

Эксперимент длительностью 40 мин проводился в два этапа. На начальном участке при открытии задвижки в атмосферу выбрасывалась, в основном, вода, нагруженная мелкими твердыми частицами, на что указывал серый цвет струи. Выброшена была застойная часть воды, которая образовалась под задвижкой после длительного простоя скважины. При этом вначале наблюдался всплеск увеличения амплитуды на записях обоих флюксметров.



Рис. 4.19. Запись смещения грунта (*a*), напряженности АЭП двумя флюксметрами (*б*, *в*), запись избыточного давления микробарографом (*г*). На врезке показано размещение датчиков и направление ветра

На ближайшем флюксметре значение составило $E_z^{-1}=80$ В/м, что ненамного превышало фоновое ($E_{z\phi}^{-1}=60$ В/м), а на втором флюксметре увеличение было значительно больше: $E_z^{-2}=260$ В/м при фоновом $E_{z\phi}^{-2}=60$ В/м. Затем, так же, как и в предшествующих экспериментах, происходило уменьшение амплитуды E_z на обоих каналах, причем на ближнем к скважине канале наиболее интенсивно, E_z^{-1} уменьшилось на 60 В/м, а E_z^{-2} на 350 в/м и достигло значения - 250 В/м. По-видимому, за счет гравитационной дифференциации из струи происходило выпадение мелкодисперсных частиц и капель воды, заряженных отрицательно. В дальнейшем наблюдалась стабилизация струи с выносом в атмосферу пароводяной смеси и образованием под действием ветра парового шлейфа (рис. 4.20), а также релаксация поля E_z на обеих точках. Но если на первой точке значение E_z лежало ниже фонового, то на второй оно превысило 30 В/м относительно фона и в среднем составляло ~ 90 В/м

Через 15 мин была сделана попытка закрыть скважину, работа операторов зафиксирована сейсмометром, а на акустическом канале наблюдалось уменьшение интенсивности аэродинамического шума



Рис. 4.20. Общий вид пароводяной струи выбрасываемой в атмосферу из скважины 43 (*a*), паровой шлейф, сформировавшийся после 10 мин работы скважины (б)

(см. рис. 4.19, *a*, *г*). Две минуты скважина была прикрыта, давление на устье упало, изменилось паросодержание. Этот момент хорошо виден на записях обоих каналов E_z , но если в точке 1 отмечается увеличение, то в точке 2 – уменьшение значений E_z (см. рис. 4.19, *б*, *в*).

В дальнейшем задвижка была снова открыта, и работа скважины стабилизировалась. Интересно отметить, что в течение всего действия скважины на записях E_z выделяются колебания ~ 50 с, связанные с визуально наблюдаемыми пульсациями ПВС. Эти колебания с максимальной амплитудой 200 В/м наиболее ярко видны в динамике E_z^2 второго флюксметра, где регистрируется отклик от прохождения аэроэлектрической структуры ПВО.

Максимальный уровень звукового давления при выпуске ПВС, приведенный к расстоянию 10 м, составил 110 дБ. Исходя из уровня звукового давления по методике, изложенной в работе (Шулюпин, Фирстов, 2004), расход пара оценивается $Q_{\Pi} = 7 \text{ кг/c}$, что несколько ниже рабочего расхода пара для этой скважины.

Показано, что комплексные наблюдения за воздействием пароводяной смеси на геосреду и атмосферу могут быть использованы для создания экспресс-методики оценки параметров пароводяных скважин. Наблюдается взаимосвязь между расходом ПВС и интенсивностью аэродинамического шума и сейсмических колебаний, а спектральные характеристики аэродинамического шума и заряд пароводяного облака на качественном уровне связаны с паросодержанием.

4.6. Выводы

1. С учетом отражения исходного заряда в земле в безразмерных величинах рассчитаны базовые модели для некоторых элементарных конфигураций объемных зарядов в атмосфере. Показано, что электрическое поле плоского заряженного диска спадает с расстоянием быстро и на расстоянии нескольких высот от края падает на порядок по сравнению с напряженностью поля под центром диска.

2. Перед землетрясением на юге Авачинского залива с магнитудой M=6.7 в июне 1996 г. в поле E_z в двух пунктах «Паратунка» и «Карымшина» выделена предвестниковая аномалия длительностью 14 ч, по форме напоминающая картину прохождения вертикального диполя вдалеке от пункта регистрации. С привлечением геометрии расположения пунктов и стратификации атмосферы, по данным баллонного зондирования, оценены параметры диполя и подсчитан его заряд: *q* ~ 6 Кл.

3. На основании комплексных данных (ОНЧ-излучения, подпочвенного радона, метеорологических величин) рассмотрен уникальный случай отклика в поле E_z на обсерватории «Паратунка» приближения двух мощных циклонов к берегам Камчатки 09–11.02.2002 г. По форме записи поведение E_z напоминало базовую модель при прохождении горизонтального диполя, ориентированного осью вдоль его движения. По спутниковым снимкам, с привлечением данных регистрации грозовых разрядов, приняты линейные размеры сформировавшегося диполя. Исходя из принятых параметров, оценен заряд этой высокоэнергетической, аэроэлектрической структуры от двух соприкасающихся циклонов: $q \sim 1200$ Кл.

4. Рассмотрен отклик в поле E_z ЭПА при прохождении эруптивных облаков от эксплозивных извержений вулкана Шивелуч. На ближнем пункте в пос. Ключи (KLYG – 49 км) при прохождении эруптивных облаков регистрировались отрицательные значения E_z во время выпадения пепла. Форма аномалии в пункте KLYG при извержении 14.06.2017 г. на основе базовых моделей напоминает изменение E_z ЭПА горизонтального диполя, ось которого ориентирована вдоль движения, и проходящего через пункт регистрации. В первом приближении заряд диполя для этого случая составил $q \sim 40$ Кл. На дальнем пункте в пос. Козыревск (KZYG – 108 км) при прохождении эруптивных облаков регистрировались аномалии с положительными значениями E_z . Такое распределение зарядов связано с тем, что в ближней зоне выпадает заряженная отрицательно пирокластика, а в дальней зоне за счет эоловой дифференциации остается аэрозольная часть, заряженная положительно.

5. Приведены результаты натурных наблюдений отклика E_z ЭПА при инжекции в атмосферу ПВС из скважин парогеотермального Мутновского месторождения. Показано уменьшение относительно фона E_z ЭПА в момент формирования ПВО при выпуске пара из скважин с малым паросодержанием (большое количество воды) и увеличение для скважин с высоким паросодержанием (более «сухая» ПВС). По данным регистрации на двух флюксметрах, отклик в динамике E_z ЭПА при выпуске пара в атмосферу из геотермальной скважины существенно зависит от их расположения относительно скважины и шлейфа ПВО.

Глава 5. ФОРМИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ

5.1. Оценка вклада некоторых природных процессов в формирование локального электрического поля приземного слоя атмосферы

Если рассматривать атмосферу как горизонтально однородную среду с экспоненциально падающей плотностью нейтральной компоненты, а ионизованную составляющую – как малую примесь, то можно считать, что на некоторой высоте z_e нейтральная атмосфера быстро переходит в достаточно хорошо проводящую среду (Чернева и др., 2007 а, б).

Примем z_e за границу электроносферы, имеющую потенциал U, а потенциал поверхности Земли за 0. В таком случае между электроносферой и землей должен идти ток, плотность которого j будет постоянна по высоте. Таким образом,

$$j_{z} = \sigma(z)E_{z}(z) = -\sigma(z)\frac{dU(z)}{dz} = \sigma_{0}E_{z}(0), \qquad (5.1)$$

где $E_z(z)$ – напряженность вертикальной компоненты электрического поля, $\sigma(z)$ – проводимость воздуха; $\sigma_0 = \sigma(0)$ – проводимость воздуха у поверхности земли; U(z) – потенциал электрического поля.

Согласно (5.1) получаем:

$$E_z(0) = -\frac{U}{\int_0^\infty \frac{\sigma_0}{\sigma} dz},$$
(5.2)

где интегрирование ведется от уровня земли до уровня электроносферы z_e . Таким образом, напряженность электрического поля зависит от интегральной проводимости и значения потенциала электроносферы.

Напряженность электрического поля в атмосфере распределена по высоте весьма неравномерно. При полной разности потенциалов земля – ионосфера около 300 киловольт, в нижнем 20-километровом слое происходит падение потенциала примерно в 270 киловольт. В то время как на верхние 80 км приходится всего 30 киловольт (Kasemir, 1977). Это означает, что сопротивление «нижнего» слоя в значительной мере определяет вертикальный ток во всей колонне.

Обозначим сопротивление верхней части колонны, более или менее постоянное и зависящее только от внешних факторов, через R_1 , сопротивление нижней части колонны через $R_2 = R_{21} + R_{22}$. При этом сопротивление нижней части колонны состоит так же из двух частей: слоя h_{21} с сопротивлением R_{21} , ионизация в котором определяется космическими лучами; и слоя переменной толщины h_{22} с сопротивлением R_{22} , в котором к ионизации космическими лучами добавляется ионизация радоном (рис. 5.1, врезка). Толщина нижнего «радонового» слоя зависит от интенсивности турбулентного перемешивания, а падение напряжения на нем можно рассчитать:

$$U_{22} = UR_{22} / (R_1 + R_{21} + R_{22}).$$
 (5.3)

Далее формула (5.3) будет привлекаться лишь для качественных оценок, а для расчётов $E_{z}(0)$ использоваться формула (5.2).

Проведем на качественном уровне комплекс наиболее существенных природных процессов, рассмотренных в гл. 3 и 4, влияющих на E_7 ЭПА:

- сток радона в атмосферу;
- вариации потока космических лучей;
- вариации параметров метеорологических величин;
- высокоэнергетические геодинамические процессы;

 изменение баланса легких и тяжелых ионов в момент заката и восхода солнца;

• воздействие потенциала электрических токов ионосферы на потенциал ЭПА.

Схема феноменологической модели локального ЭПА, с учетом взаимодействия и влияния указанных выше факторов, показана на рис. 5.1. Главным параметром, определяющим величину локального атмосферного электрического поля, является сопротивление приземного слоя атмосферы, которое во многом зависит от ионизующего воздействия эксхаляции радона и космических лучей. Однако кроме этого на ЭПА в той или иной мере воздействуют природные процессы как регионального, так и локального характера. Для п-ова Камчатка наряду с метеорологическими величинами на ЭПА достаточно сильное влияние оказывают высокоэнергетические геодинамические явления (землетрясения и извержения).



Рис. 5.1. Схема феноменологической модели процессов формирования ЭПА в присутствии факторов, определяющих его величину в приземном слое. Буквами R_{22} и R_{21} отмечены области модуляции сопротивления атмосферы под действием ионизатора $q_{\rm R}$ (радон) и $q_{\rm C}$ (космические лучи). Действие процессов прилипания и фотоотлипания предполагается как в области R_{22} , так и в области R_{21} , что обозначается индексом *n* (плотность легких ионов) в кружке. На врезке показано положение областей R_{22} и R_{21} на высотах h_{22} и h_{21} (не в масштабе)

Внесем определенность в понятия *региональное* и локальное электрическое поле атмосферы. Считается, что высота «выравнивающего слоя» – изопотенциальной поверхности, вдоль которой выравнивание потенциала происходит за достаточно короткое время, имеет высоту около 60 км н. у. м. Следовательно, неоднородность ЭПА на поверхности земли, вызванная неоднородностью распределения потенциала на «выравнивающем слое», тоже должна иметь близкий размер, который определяет региональный масштаб.

Внутри регионального может быть множество локальных масштабов. Одним из них является высота верхней границы слоя турбулентного перемешивания радона, которая колеблется от сотен метров зимней, безветренной ночью до 6–8 км, а в жаркий и ветреный летний день даже 12 км. На величину R_{22} , определяющего влияние Rn на $E_Z(0)$, «размазывание» этого ионизатора по высоте влияет незначительно. Проводимость приземного слоя определяется, в конечном счете, концентрацией легких ионов, которая зависит, помимо интенсивности поступления радона, еще от целого ряда факторов. Эти процессы, накладываясь на унитарную вариацию, формируют локальные особенности, которые маскируют последнюю (Лободин, 1980).

Отдельным вопросом является влияние аэрозолей на состояние электрического поля приземного слоя. Это влияние может проявляться в трех аспектах. Во-первых, частицы аэрозолей могут быть коллекторами для легких ионов и электронов, к которым последние могут прилипать (преимущественно ночью), а потом – отлипать (преимущественно днем). Таким образом, аэрозоли существенно влияют на проводимость (Краснопевцев, 1970).

Второй тип аэрозолей обладает естественной радиоактивностью. Слои этого типа часто встречались в период интенсивного проведения ядерных испытаний. На локальном уровне они образуются и сейчас из-за выбросов мощных тепловых электростанций, работающих на угле. Это происходит из-за того, что продукты сгорания угля содержат некоторое количество радиоактивных элементов.

Наконец, аэрозоли третьего типа содержат частицы разной крупности, обладающие противоположными по знаку зарядами. В процессе гравитационного разделения зарядов в таких облаках образуются локальные аэроэлектрические структуры.

Особняком стоит прямое воздействие на показания электрометров дополнительной разности потенциалов земля – ионосфера, связанной с неэквипотенциальностью самой ионосферы, с ионосферными токами.

5.2. Отклик электрического поля атмосферы на ионизационные процессы, обусловленные природными факторами

Рассмотрим в первом приближении отклик ЭПА на ионизационные процессы, обусловленные некоторыми природными факторами. Объемная плотность мощности источника ионизации $q_{\rm R}$, связанного с условиями эксхаляции радона, дается уравнением (Баранов, 1955):

$$q_{0\mathrm{R}} = 2\xi J\tau / h_{\mathrm{D}},\tag{5.4}$$

где $\xi = 3 \cdot 10^5$ пар ионов на один распад – ионизационная эффективность радона (Справочник, 1991), q_{0R} – плотность мощности источника ионизации у земли, J – эксхаляция радона или плотность потока радона с поверхности в Бк·см²·с⁻¹ (единица радиоактивности, равная одному распаду в секунду), $\tau = 3.3 \cdot 10^5$ с – постоянная времени распада радона, $h_{\rm D}$ – референтная высота слоя перемешивания. Референтные, т. е. опорные значения J и $h_{\rm D}$, при которых среднее значение $q_{0R} = 1.5$ пар ионов в см⁻³с⁻¹, будут, соответственно, $3.7 \cdot 10^{-7}$ Бк м⁻²с⁻¹ и 720 м.

Метеорологические факторы и динамические параметры атмосферы играют главную роль в формировании годового хода атмосферного электростатического поля, поскольку от них зависит степень эксхаляции и перемешивания радона, а следовательно, и его концентрация в приземном слое. Распределение ионизующего фактора при условно устойчивом состоянии атмосферы описывается уравнением:

$$q_{\rm R} = q_{0\rm R} e^{-z/h},$$
 (5.5)

где h-высота слоя перемешивания, $q_{\rm 0R}-$ это вклад радона в и
онизацию атмосферы на уровне земли.

Зависимость ионообразования космическими лучами $q_{\rm C}$ от высоты можно описать приближенным выражением, соответствующим графику, приведенному в (Герман, Голдберг, 1981):

$$q_{\rm C} = q_{\rm 0C} \cdot \{2 \exp(2Z) / [2 + \exp(3.2(Z - 1.4))]\},$$
(5.6)

где Z = z/H, H – высота однородной атмосферы. Высотный профиль интенсивности ионообразования под действием космических лучей показан на рис. 1.9, δ .

Факт корреляции между интенсивностью космических лучей и E_z подтвердился наблюдениями в горных районах (Кречетов, Филиппов, 2000), по данным многолетних наблюдений на Венгерской обсерватории «Nagycenk» (Märcz, 1997) и на обсерватории «Паратунка» (Чернева, Кузнецов, 2005; Кузнецов, Чернева, 2008). В этих работах была обнаружена линейная зависимость падения $E_z(0)$ от падения интенсивности космических лучей во время Форбуш-понижений (см. рис. 3.9).

Проводимость воздуха определяется концентрацией легких ионов, их зарядом и их подвижностью. Подвижность на уровне моря ионов O_2^+ и ионов O_2^- в воздухе равна: b=2 и 2.17 см²/(B·c), соответственно (Смирнов, 1985). Легкие ионы представляют собой молеку-

лярные ионы кислорода и азота, а также свободные электроны. Легкие отрицательные ионы образуются за счет прилипания электронов к нейтральным молекулам (в основном к кислороду). Тяжелые ионы – это пылинки или молекулярные кластеры с приставшими к ним молекулярными ионами или электронами. В реальности первичные ионы и электроны быстро вступают в реакции с нейтральными молекулами, капельками воды и пылинками, образуя вторичные ионы. При этом тяжелые ионы обладают малой подвижностью и в формировании электрического тока практически не участвуют. Мы остановимся на стационарной ситуации (Справочник, 1991).

Из уравнений баланса числа легких и тяжелых ионов в воздухе (Матвеев, 1984) с учетом коэффициентов фотоприлипания $c=5.2\cdot10^{-23}$ см³с⁻¹. (Данилов, 1967; Смирнов, 1978) и фотоотлипания $\beta\sim2\cdot10^{-4}$ с⁻¹ легких ионов от кластеров и пылинок, т.е. от тяжелых ионов (Альперт, 1972; Лабораторные исследования, 1970) для стационарного состояния находим (для малых коэффициентов β):

$$N = C/(bn + \beta) \approx C/bn - C\beta)/(bn)^{2},$$

$$n = [(C^{2} + qa)^{1/2} - C]/a + C\beta/[b(C^{2} + qa)^{1/2}],$$
(5.7)

где *n* – плотность числа легких, *N* – тяжелых ионов, *a* = 6.5·10⁻⁶см³с⁻¹ – коэффициент рекомбинации легких ионов разных знаков, *b* = 1.6·10⁻⁶см³с⁻¹ – коэффициент рекомбинации легких и тяжелых ионов, *C* = *c* · *N*_L = 1.4·10⁻³см³с⁻¹ – коэффициент скорости реакции прилипания, *N*_L – постоянная Лошмидта, *q* – скорость ионизации $q = q_{\rm R} + q_{\rm C}$.

Проводимость выражается через подвижность соотношением:

$$\sigma(z) = en(z) \cdot b_0 exp(z/H),$$

где *H* – высота однородной атмосферы. Выражение для проводимости далее удобно использовать в форме: $\sigma(Z) = \sigma_0(n(Z)/n_0) \exp(z/H)$, где σ_0 – проводимость на уровне земли, Z = z/H.

Далее мы будем учитывать в качестве переносчиков тока только легкие ионы (Пономарев, Седых, 2006). Рассмотрим два случая: когда $C \ll qa$ реализуется квадратичный закон рекомбинации и когда закон рекомбинации линейный. Приведем все рассуждения только для квадратичного процесса рекомбинации, а вычисления – для обоих случаев. Для оценки роли фотопроцессов в изменении величины *n* выделим член, содержащий *C* и β в отдельное слагаемое:

$$N = (q/a)^{1/2} + [\beta C/b(qa)^{1/2}].$$
 (5.8)

Для всех расчетов, кроме анализа эффекта восхода солнца, будем использовать только первый член (5.5). С учетом сказанного в отношении α , используя (5.2) и (5.3), найдем:

$$\sigma = \sigma_0 (q_{\rm R} + q_{\rm C})^{1/2} \cdot e^{1.5Z}, \tag{5.9}$$

где $\sigma_0 = eb_0 / a_0^{1/2}$, e – заряд электрона, b_0 – подвижность легких ионов и a_0 – коэффициент рекомбинации легких ионов на поверхности земли.

Подставив (5.9) в (5.2) и учитывая (5.2) и (5.3), получим:

$$E_{z}(0) = -U / H \int \left\{ \varepsilon_{R} \exp \exp(3 - \alpha Z) + 2\varepsilon_{C} \exp \frac{5Z}{2 + \exp 3.2(Z - 1.4)} \right\}^{-1/2} dZ , \qquad (5.10)$$

где $\varepsilon_{\rm R} = q_{0\rm R} / (q_{0\rm R} + q_{0\rm C})$, $\varepsilon_{\rm C} = q_{0\rm C} / (q_{0\rm R} + q_{0\rm C})$, $\alpha = H / h$, h – высота слоя перемешивания, $q_{0\rm R}$ и $q_{0\rm C}$ – интенсивность ионообразования, отнесенная к уровню земли от действия радона и космических лучей, соответственно. Как показали расчеты, влияние изменения высоты слоя перемешивания не очень значительно, нами принято h=720 м.

На рис. 5.2 показана зависимость $E_{\rm Z}(0)$ от $q_{\rm R}$, при фиксированном значении $q_{\rm C}$, и зависимость от $q_{\rm C}$, при фиксированном $q_{\rm R}$. Напомним, что $q_{\rm R}$ – это вклад радона в ионизацию атмосферы (5.2), а $q_{\rm C}$ – это вклад космических лучей (5.3).

Связь процесса ионизации воздуха космическими лучами и процесса рекомбинации ионов ранее была представлена только квадратичным уравнением баланса ионов, но оказалось, что эта связь может быть представлена и линейным законом рекомбинации (Ермаков и др., 2003; Bazilevskaya et al., 1991; Stozhkov, 2003). Из квадратичного и линейного уравнений следуют разные зависимости *n* от *q*: в случае квадратичного уравнения $n \sim (q)^{0.5}$, а в случае линейного $n \sim (q)$. Найденная зависимость указывает на то, что в действительности связь между концентрацией ионов в атмосфере и потоком космических лучей является более сильной, чем предполагалось ранее (Ермаков, Стожков, 2004). Поскольку в отношении механизма рекомбинации нет определенности, то были проведены расчеты зависимости $E_z(0)$ как для квадратичного (рис. 5.2 *a*, δ), так и для линейного закона рекомбинации (рис. 5.2 *в*, *г*).



Рис. 5.2. Влияние изменения интенсивности ионизатора на $E_z(\theta)$ от скорости ионизации космическими лучами q_c и радоном q_r : a – влияние изменений интенсивности ионизации радоном при постоянной ионизации КЛ в случае квадратичного закона рекомбинации, δ – влияние изменений интенсивности КЛ при постоянной интенсивности радона в случае квадратичного закона рекомбинации, e – влияние изменения интенсивности радона при постоянной интенсивности кЛ в случае квадратичного закона рекомбинации, e – влияние изменения интенсивности радона в случае квадратичного закона рекомбинации, e – влияние изменения интенсивности радона при постоянной интенсивности КЛ в случае линейного закона рекомбинации, e – влияние изменения интенсивности радона в случае линейного закона рекомбинации. Высота слоя перемешивания во всех случаях 720 м

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что $E_z(0)$ убывает при росте q_R и возрастает с ростом q_c , это подтверждается экспериментальными данными. Действительно, в момент Форбуш-понижения наблюдается практически синхронное понижение в E_z ЭПА. Экспериментальные данные, подтверждающие расчеты, приведены в работах (Кузнецов, Чернева, 2008; Фирстов и др., 2006; 2007; Чернева, Кузнецов, 2005).

Влияние восходно-заходных эффектов можно оценить, переписав значения для q_{0R} в виде $q_{0R}^{*} = q_{0R} - C(q_{0R}/a)$ для послевосходных часов и $q_{0R}^{**} = q_{0R} - C(q_{0R}/a) + \beta C/b(q_{0R}a)^{1/2}$ для послезакатных, а затем подставить эти выражения в (5.10) вместо q_{0R} . Изменение $E_{Z}(0)$ будет при этом около 5%.

5.3. Выводы

1. На формирование ЭПА локального масштаба влияет значительное количество природных факторов. Предложена схема феноменологической модели основных процессов, формирующих ЭПА в приземном слое и их взаимодействие. По данным пунктов регистрации E_z ЭПА п-ова Камчатка, особенностью региона является эпизодическое воздействие на ЭПА высокоэнергетических геодинамических процессов (землетрясения и извержение вулканов).

2. Рассмотрено влияние изменения интенсивности ионизатора на E_z в приземном слое атмосферы от скорости ионизации легких ионов под действием космических лучей и эксхаляции радона для двух законов рекомбинации – линейного и квадратичного. На качественном уровне показан отклик электрического поля атмосферы на ионизационные процессы, обусловленные природными факторами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе был сделан вывод о том, что на формирование электростатического поля атмосферы влияет значительное количество природных факторов как планетарного, так и локального масштабов. На основании многолетнего мониторинга напряженности вертикальной компоненты электростатического поля атмосферы, по данным обсерватории «Паратунка» (п-ов Камчатка), рассмотрено влияние природных факторов на поле E_{τ} ЭПА.

Найдена обратная связь сезонной зависимости величины E_z от стока радона в приземный слой атмосферы на многолетних рядах данных. Низкие зимние температуры, характерные для Камчатки, уменьшают проницаемость верхнего слоя грунта в силу чего уменьшается плотность потока радона в приземный слой атмосферы. Этим объясняется большая разница между максимальными и минимальными значениями напряженности электрического поля в годовом ходе ~100 В/м за период наблюдений.

Обнаружено, что особенностью суточного хода E_Z ЭПА на обсерватории «Паратунка» является максимум в 18–20 ч, который формируется не только под действием *UT*-вариации, но и эффектом Солнца (утренний терминатор).

Для дней с условиями хорошей погоды показано влияние Форбуш-понижения на динамику величины E_z . В периоды Форбуш-понижения потока интенсивности галактических космических лучей наблюдается синхронное понижение вертикальной составляющей электрического поля атмосферы. Уменьшение интенсивности потока ГКЛ на 3–10% приводит к уменьшению величины E_z на 20–80%.

В безразмерных величинах, для некоторых элементарных конфигураций объемных зарядов в атмосфере, рассчитаны базовые модели с учетом отражения исходного заряда в земле. Показано, что электрическое поле плоского заряженного диска спадает достаточно быстро и на расстоянии нескольких высот от края падает на порядок по сравнению с E_{τ} ЭПА по центру диска.

По данным двух пунктов «Паратунка» и «Карымшина», в динамике E_Z ЭПА перед землетрясением на юге Авачинского залива с М=6.7 в июне 1996 г. выделена предвестниковая аномалия длительностью ~14 ч. Согласно базовым моделям и расчетным данным, форма аномалии соответствует прохождению вертикального диполя в стороне от пункта регистрации, по данным баллонного зондирования оценены параметры диполя и подсчитан его заряд: *q* ~ 6 Кл.

С привлечением комплексных данных рассмотрен уникальный случай отклика в поле E_z , по данным обсерватории «Паратунка», приближения двух мощных циклонов к берегам Камчатки 09–11.02.2002 г. Оценены линейные размеры диполя и его заряда как высокоэнергетической, аэроэлектрической структуры из двух соприкасающихся циклонов: $q \sim 1200$ Кл.

При прохождении эруптивных облаков от эксплозивных извержений вулкана Шивелуч вблизи пунктов Ключи и Козыревск (KLYG -49 км; KZYG – 108 км) зарегистрированы их отклики в поле E_{7} . На ближнем пункте KLYG во время выпадения пепла при прохождении эруптивных облаков регистрировались отрицательные значения E₇. Во время извержения 14.06. 2017 г. форма аномалии на основе базовых моделей напоминает изменение Е₇ ЭПА горизонтального диполя, его ось ориентирована вдоль движения, который проходит через пункт регистрации. В первом приближении заряд диполя для этого случая оценен как $q \sim 40$ Кл. На более дальнем пункте KZYG в поселке Козыревск при прохождении эруптивных облаков в поле Е, ЭПА отмечалось как положительная аномалия. Такое распределение зарядов обусловлено тем, что отрицательно заряженная пирокластика в ближней зоне подвергается гравитационной дифференциации. В дальней зоне за счет эоловой дифференциации в вулканическом облаке преобладает аэрозольная часть, заряженная положительно.

Результаты натурных наблюдений отклика E_Z ЭПА, при выпуске в атмосферу ПВС из скважин парогеотермального Мутновского месторождения, показали уменьшение относительно фона E_Z ЭПА для скважин с малым паросодержанием (большое количество воды) и увеличение для скважин с высоким паросодержанием (более «сухая» ПВС). Отклик в динамике E_Z ЭПА при выпуске пара в атмосферу из геотермальной скважины существенно зависит от их расположения относительно скважины и шлейфа пароводяного облака. Данные натурные наблюдения могут быть хорошим объектом моделирования образования парогазовых облаков от вулканических извержений.

На основании многолетнего мониторинга напряженности вертикальной компоненты электростатического поля атмосферы на обсерватории «Паратунка» (п-ов Камчатка) показано, что на формирование ЭПА локального масштаба влияет значительное количество природных факторов. Особенностью рассматриваемого региона является эпизодическое воздействие на ЭПА высокоэнергетических геодинамических процессов (землетрясения и извержение вулканов). Предложена схема феноменологической модели основных природных процессов, формирующих локальное ЭПА в приземном слое и их взаимодействие.

В первом приближении сделаны оценки влияния изменения интенсивности ионизатора на E_z ЭПА в приземном слое атмосферы в зависимости от скорости ионизации легких ионов под действием космических лучей и эксхаляции радона. Показан отклик ЭПА на ионизационные процессы, обусловленные природными факторами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. П.-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. 428 с.

Акбашев Р.Р., Фирстов П.П. Отклик градиента потенциала электрического поля атмосферы на прохождение эруптивных облаков от вулкана Шивелуч (Камчатка) // Материалы V науч. конф. «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды». Санкт-Петербург 23–25 мая 2018 г. / СПб.: ВКА им. А.Ф. Можайского, 2018. С. 312–315.

Аджиев А.Х., Куповых Г.В. Атмосферно-электрические явления на Северном Кавказе. Таганрог: ТГРУ, 2004. 122 с.

Алексеева Н.Г. Связь аэрозольных предвестников землетрясений и извержений вулканов с деформациями земной коры. Дегазация земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ: материалы конф. М.: ГЕОС, 2002. С. 79–81.

Аллик Р.А., Леушин Н.И. Некоторые выводы из наблюдений над электрическим состоянием атмосферы в Слуцке (Павловске) за 20 лет (1916– 1935 гг.) // Тр. ГГО: Атмосферное электричество. 1939. № 2 (30). С. 3–33.

Альперт Я.Л. Распространение радиоволн и ионосфера. М.: Наука, 1972. 563 с.

Анисимов С.В. Концепция глобальной электрической цепи: состояние проблемы // Сб. науч. тр. V Росс. конф. по атмосферному электричеству. Владимир: ВГУ, 2003. Т. 1. С. 21–27.

Анисимов С.В., Мареев Е.А. Геофизические исследования глобальной электрической цепи // Физика Земли. 2008. № 10. С. 8–18.

Анисимов С.В., Шихова Н.М. Отклик электрического поля приземного слоя на Форбуш-понижения интенсивности галактических космических лучей // Состав атмосферы и электрические процессы. IX Всесоюз. конф. молодых ученых. Борок, 17–19 мая 2005. М: ИФЗ, с. 65.

Апсен А.Г., Канониди Х.Д., Чернышева С.П. и др. Магнитосферные эффекты в атмосферном электричестве. М.: Наука, 1988. 151 с.

Балясный Н.Д., Василенко В.Н., Пегоев А.Н., Фридман Ш.Д. Естественная радиоактивность почв в горных районах СССР // Фоновая радиоактивность почв и горных пород на территории СССР. М.: ИПГ, 1980. № 43. С. 116–152.

Баранов В.И. Радиометрия. М: Изд-во АН СССР, 1955. 421 с.

Батыгин В.В., Топтыгин И.Н. Сборник задач по электродинамике. М.: Наука, 1970. 503 с.

Бегун Э.Я., Кириченко Л.В. Облака – природные объемные фильтры естественной радиоактивности и атмосферных аэрозолей // Тр. ИЭМ: Радиоактивность атмосферы, почвы и пресных вод. 1970. № 5. С. 28–37.

Богданов В.В., Бузевич А.В., Виницкий А.В. и др. О влиянии солнечной активности на атмосферные и сейсмические процессы Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки / КФ ГС РАН: П.-Камчатский, 2004. С. 259–278.

Болдырев А.С., Куповых Г.В., Литвинова И.С., Марченко А.Г. Вариации электрического поля в приземном слое // Сб. науч. тр. V Рос. конф. по атмосферному электричеству. Владимир: ВГУ, 2003. Т. 1. С. 104–106.

Болтнева Л.И., Ионов В.А., Назаров И.М., Сисигина Т.И. Пространственное распределение радона-222 над территорией СССР // Тр. ИПГ: Фоновая радиоактивность почв и горных пород на территории СССР. 1980. № 43. С. 56–69.

Бондаренко В.М., Демин Н.В., Иванова Т.М. Перенос радона в горном массиве: модели и экспериментальные данные. Статья II // Изв. выс. уч. зав. Геология и разведка. 1999. № 5. С. 108–115.

Бузевич А.В., Дружин Г.И., Фирстов П.П., Вершинин Е.Ф. и др. Гелиофизические эффекты, предваряющие Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г., М. 7,7 // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: предвестники, особенности, последствия. П.-Камчатский: 1998. С. 177–188.

Бузевич А.В., Смирнов С.Э., Филимонов В.И., Фирстов П.П. Специализированный аппаратно-программный комплекс сбора и обработки геофизической информации обсерватории «Паратунка» // Междунар. совещ. 18–21 августа 1998 г. Тез. докл. П.-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 1998. С. 36–39.

Бузевич А.В., Смирнов С.Э., Чернева Н.В. Эмпирические основы и метод прогноза сильных Камчатский землетрясений // Сб. II междунар. совещ. «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений». П.-Камчатский, 2001. С. 47–48.

Бузевич А.В., Чернева Н.В., Бабаханов И.Ю., Смирнов С.Э. Связь вариаций геомагнитного и атмосферного электрического полей Земли с сейсмичностью на фоне гелиомагнитосферных и атмосферных процессов // Сб. V Росс. конф. по атмосферному электричеству. Владимир. Т. 2. 2003. С. 72–75.

Бузевич А.В., Чернева Н.В., Пономарев Е.А. Многолетние наблюдения и морфология вариаций электрического поля *Ez* на Камчатке // Сб. тр. III междунар. конф. «Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений». П-Камчатский. 2004. С. 155–160.

Ваюшина Г.П., Легашов И.М., Шварц Я.М. Наблюдения атмосферного электричества над океаном как часть общей системы регулярных

атмосферно-электрических наблюдений // Сб. ст.: Вопр. атмосферного электричества. Л.: Гидрометиздат, 1990. С. 158–167.

Герман Д.Р., Голдберг З.А. Солнце, погода, климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 220 с.

Гордюк В.П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы // Тр. ГГО. 1981. Вып. АЭ. № 442. С. 96–102.

Данилов А.Д. Химия ионосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 292 с.

Денисенко В.В., Замай С.С. Влияние продольных токов системы токового клина суббури на возмущения электрического поля над геомагнитным экватором // Геомагнетизм и аэрономия. 1997. Т. 37, № 1. С. 84–95.

Дорман Л.И. Вариации галактических космических лучей. М.: МГУ, 1975. 214 с.

Дружин Г.И., Чернева Н.В. Пеленгация грозовых источников, связанных с циклонами Камчатки // Тр. XXI всерос. науч. конф. «Распространение радиоволн». 2005. Т. 1. С. 421–424.

Дружин Г.И., Чернева Н.В., Мельников А.Н. Гроза в районе п-ова Камчатка по данным наблюдений за ОНЧ-излучением // Метеорология и гидрология. 2011. № 7. С. 32–39.

Ермаков В.И., Стожков Ю.И. Физика грозовых облаков // Краткие сообщения по физике. Препринт ФИАН. 2004. № 2. 31 с.

Ермаков В.И., Стожков Ю.И., Свиржевский Н.С. Основные источники ионизации атмосферы // V Росс. конф. по атмосферному электричеству: сб. трудов конференции. Т. 1. Владимир, 2003. С. 63–65.

Ефимов В.А., Орешкин Д.М., Фирстов П.П., Акбашев Р.Р. Применение электростатического флюксметра ЭФ-4 для исследований геодинамических процессов // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 4. С. 35–46.

Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Рост экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 1980–2007 гг. по геодезическим наблюдениям и видеосъемке // Вулканология и сейсмология. 2008. № 4. С. 3–13.

Иваненко Д.Д., Соколов А.А. Классическая теория поля. Л.: ГИТТЛ, 1951. 430 с.

Израэль Ю.А. Мирные ядерные взрывы и окружающая среда. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 136 с.

Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.М. Электричество облаков. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 91 с.

Казимировский Э.С. Эффекты гроз в ионосферных процессах (обзор) // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике солнца. № 66. М.: Наука, 1983. С. 170–192.

Калинина М.В., Куповых Г.В., Петров А.И., Петрова Г.Г., Панчишкина И.Н. Радиоактивность и ионизация воздуха в приземном слое атмосферы // Изв. ТРТУ. 2004. № 5. С. 175–179.

Кароль И.Л. Радиоактивные изотопы и глобальный перенос в атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 366 с.

Качурин Л.Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 463 с.

Качурин Л.Г., Бекряев В.И. Исследование процесса электризации кристаллизующейся воды // Докл. АН СССР. 1960. Т. 130, № 1. С. 57–60.

Кириченко Л.В. Оценка эксхаляции радона с больших территорий по вертикальному распределению его короткоживущих продуктов распада в свободной атмосфере // Тр. ИЭМ: Радиоактивность атмосферы, почвы и пресных вод. 1970. № 5. С. 15–27.

Клапдор-Клайнгротхаус Г. В., Цюбер К. Астрофизика элементарных частиц: пер. с нем. / под ред. В.А. Беднякова. М.: УФН, 2000. 496 с.

Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Кубицки М., Михновски С. Утренние полярные суббури и вариации атмосферного электрического поля // Геомагнетизм и аэрономия. 2010. Т. 50. № 1. С. 51–60.

Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Кубицки М., Оджимек А., Малышева Л.М. Влияние суббурь в ночном секторе земли на вариации приземного атмосферного электрического поля в полярных и экваториальных широтах // Геомагнетизм и аэрономия. 2012. Т. 52, № 4. С. 494–500.

Клейменова Н.Г., Кубицки М., Одзимек А., Малышева Л.М., Громова Л.И. Эффекты геомагнитных возмущений в дневных вариациях атмосферного электрического поля в полярных районах // Геомагнетизм и аэрономия, 2017. Т. 57, № 3. С. 290–297.

Кондратюк В.И. Климат Петропавловска-Камчатского. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 150 с.

Кононов И.И., Петренко И.А., Снегуров В.С. Радиотехнические методы место определения грозовых очагов. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 222 с.

Красногорская Н.В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. Л.: Гидрометиздат, 1972. 324 с.

Красногорская Н.В. Электромагнитные поля в биосфере. Т. 1. Электромагнитные поля в атмосфере Земли и их биологическое значение. М.: Наука, 1984. 377 с.

Краснопевцев Ю.В. Оценка влияния естественных радиоактивных продуктов на ионизационный баланс в свободной атмосфере // ФАО. 1970. Т. 6, № 10. С. 1069.

Кречетов А.А., Филиппов А.Х. Электрическое поле атмосферы и интенсивность космических лучей // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 30–32. *Кузнецов В.В.* Физика Земли: учебник-монография. Новосибирск, 2011. 840 с.

Кузнецов В.В., Чернева Н.В. Бабаханов И.Ю. Исследование влияния искусственного облака на атмосферное электрическое поле // ФАО. 2007. Т. 43. № 2. С. 266–271.

Кузнецов В.В., Чернева Н.В., Бабаханов И.Ю. Эксперименты по активному воздействию струи водяного пара на атмосферное электрическое поле // Изв. РАН. ФАО. 2009. Т. 45, № 6. С. 803–808.

Кузнецов В.В., Чернева Н.В., Дружин Г.И. О влиянии циклонов на атмосферное электрическое поле Камчатки //ДАН. 2007. Т. 412, № 4. С. 547–551.

Кузнецов В.В., Чернева Н.В. Исследование Форбуш-понижений и эффектов терминатора в атмосферном электрическом поле на обсерватории «Паратунка» (Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1, Вып.11. С. 89–97

Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М. Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог: ТРТУ, 1998. 122 с.

Лабораторные исследования аэрономических реакций // Тр. симп. по лабораторным исследованиям аэрономических реакций. Торонто, Канада. 3–4 сентября 1968 г. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 226.

Лободин Т.В. Меридиональный разрез градиента потенциала атмосферы по наблюдениям над океанами во время МГГ // Тр. Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова (ГГО) // Атмосферное электричество (АЭ). 1960. № 110. С. 27–32.

Лободин Т.В. Некоторые результаты исследований электрического поля над океанами // Тр. ГГО АЭ. 1960. № 97. С. 34–38.

Лободин Т.В. О влиянии облачности слоистых форм на заряд Земли // Тр. ГГО АЭ. 1972. № 277. С. 42–46.

Лободин Т.В. О роли локальной компоненты в глобальных суточных вариациях электрического поля атмосферы // Тр. ГГО АЭ. 1980. № 401. С. 108–114.

Любушин А.А.(мл), Малугин В.А. Статистический анализ отклика уровня подземных вод на вариации атмосферного давления // Физика Земли. 1993. № 12. С. 74–80.

Мареев Е.А. Достижения и перспективы исследований глобальной электрической цепи // УФН. 2010. Т. 180, № 5. С. 527–533.

Марковкин А.М. Семенов К.А. Годовой ход напряженности электрического поля по результатам наблюдений в Воейково // Тр. ГГО АЭ. 1980. № 401. С. 115–117.

Матвеев Л.Г. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. 2-е изд. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 752 с.

Махоткин Л.Г. Средний суточный ход градиента потенциала по данным наблюдений в период МГГ и МГСС // Тр. ГГО АЭ. 1969. № 242. С. 113–117.

Махоткин Л.Г. Сезонные изменения среднего суточного хода градиента потенциала // Тр. ГГО АЭ. 1970. № 253. С. 79–84.

Махоткин Л.Г. Годовые вариации градиента потенциала и глобальные годовые изменения площади снежного покрова // Тр. ГГО АЭ. 1980. № 401. С. 94–97.

Махоткин Л.Г. Значение результатов наземных наблюдений за градиентом потенциала электрического поля // Тр. ГГО АЭ. 1982. № 455. С. 106–109.

Махоткин Л.Г. Анализ суточного хода градиента потенциала электрического поля на ст. Лервик // Тр. ГГО АЭ. 1990. № 527. С. 8–11.

Махоткин Л.Г. Многолетний ход величин атмосферного электричества по наблюдениям ГГО // Тр. ГГО АЭ. 1990. № 527. С. 3–7.

Махотько К.П. Поведение в атмосфере радиоактивных продуктов ядерных взрывов. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. 164 с.

Миннарт М. Свет и цвет в природе. М.: Наука. 1969. 360 с.

Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Депуева А.Х., Бузевич А.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э., Фирстов П.П. Вариации различных атмосферно-ионосферных параметров в периоды подготовки землетрясений на Камчатке: предварительные результаты // Геомагнетизм и аэрономия. 2002. Т. 42, № 6. С. 805–813.

Михайлов Ю.М., Михайлова Г. А, Капустина О.В., Дружин Г.И., Чернева Н.В. Возможные атмосферные эффекты в нижней ионосфере по наблюдениям атмосферных радиошумов на Камчатке во время тропических циклонов // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45, № 6. С. 824–839.

Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г.И., Чернева Н.В. Атмосферные эффекты в нижней ионосфере по наблюдениям атмосферных радиошумов на Камчатке во время тропических циклонов // Сб. докл. IV междунар. конф. «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений». ИКИР ДВО РАН. 2007. С. 174–177.

Морозов В.Н. Атмосферное электричество // Справочник «Атмосфера» / под ред. Ю.С. Седунов и др. Ч. 5: Дополнительные сведения об атмосфере. Гл. 23: АЭ. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. С. 395–408.

Морозов В.Н. Моделирование электрических процессов в атмосфере // Сб. науч. тр. V Росс. конф. по атмосферному электричеству. Владимир: ВГУ, 2003. Т. 1. С. 12–14.

Морозов В.Н. Модель нестационарного электрического поля в нижней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45, № 2. С. 268–278.

Морозов В.Н. Расчеты электростатических полей грозовых облаков, необходимых для инициирования разрядов облако – верхние слои

атмосферы // Прикладная метеорология. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. Вып. 3 (549). С. 34–47.

Морозов В.Н., Куповых Г. В Математическое моделирование глобальной атмосферной электрической цепи и электричества приземного слоя: монография. СПб.: Астерион, 2017. 307 с.

Морозов В.Н., Селезнева А.Н. Влияние конвективного токового генератора на глобальную атмосферно-электрическую цепь // Тр. III Всесоюз. симп.по АЭ. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. С. 10–14.

Морозов В.Н., Селезнева А.Н. К обобщению модели глобальной атмосферно-электрической цепи с учетом влияния пограничного слоя атмосферы // Тр. ГГО АЭ. 1988. № 514. С.60–74.

Морозов В.Н., Швари Я.М., Щукин Г.Г. Глобальная электрическая цепь: физико-математическое моделирование и регулярные измерения в нижней атмосфере // Сб. ст. Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 55–67.

Мучник В.М. Физика грозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 351 с.

Новиков Г.Ф. Радиометрическая разведка. Л.: Недра, 1989. 408 с.

Осадчий А.И., Малахов С.Г. Об относительной эффективности некоторых метеорологических факторов, способствующих выведению глобальных радиоактивных продуктов деления из атмосферы в горных районах СССР // Тр. ИЭМ: Радиоактивность природной среды. 1977. № 6 (64). С. 11–17.

Парамонов Н.А. Метод выделения унитарных изменений элементов атмосферного электричества и пути повышения точности такого выделения // Сб. тр. I всеросс. симп. по атмосферному электричеству. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. С. 22–25.

Парамонов Н.А. О годовом ходе градиента атмосферного-электрического потенциала // Докл. Акад. наук СССР. 1950. Т. 71, № 1. С. 39–40.

Парамонов Н.А. Об унитарной вариации градиента атмосферно-электрического потенциала // Докл. Акад. наук СССР. 1950. Т. 71, № 1. С. 37–38.

Парамонов Н.А. К вопросу выделения унитарных изменений элементов атмосферного электричества // Тр. ГГО АЭ. 1960. № 110. С. 40–42.

Парамонов Н.А. Метод и результаты выделения глобального суточного хода ГП электрического поля в атмосфере и вертикального тока проводимости периодов МГГ и МГСС // Тр. ГГО АЭ. 1970. № 253. С. 103–110.

Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Шевцов Б.М., Чернева Н.В., Холсворд Р. Грозовая активность и структура тропических циклонов // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28, № 7. С. 638–643.

Петров А.И., Петрова Г.Г., Панчишкина И.Н., Кудринская Т.В., Куповых Г.В., Клово А.Г. Электропроводность воздуха и концентрация радона в приземном слое // V Росс. конф. по атмосферному электричеству: сб. трудов конференции. Владимир. 21–26 сент. 2003. Т. 1. С. 124–127.

Пономарев Е.А. Седых П.А. Как разрешить проблему суббурь? // Геомагнетизм и Аэрономия. 2006. Т. 42, № 4. С. 1–16.

Пономарев Е.А., Чернева Н.В., Фирстов П.П. Формирование локального электрического поля атмосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 2011. Т. 51, № 3. С. 405–411.

Птускин В.С. Космические лучи. Справочник Физические величины / под ред. Ю.С. Седунов и др. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. Гл. 43. С. 1173–1179.

Пустовалов К.Н., Нагорский П.М. Основные типы вариаций электрического поля при прохождении кучево-дождевых облаков различного генезиса // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29, № 8. С. 647–653.

Рише Л.Е. Космическое электричество в атмосфере // Докл. Акад. наук. 1996. Т. 349, № 5. С. 679–681.

Рудаков В.П. О барических вариациях подпочвенного радона // Геохимия. 1985. № 1. С. 124–127.

Руководящий документ РД52.04.168-2001. Методические указания. Наблюдения за электрическим полем. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. 58 с.

Руленко О.П. Электрические процессы в парогазовых облаках вулкана Карымского // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 5. С. 1083–1086.

Руленко О.П. Электризация вулканических облаков // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 71–83.

Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57–68.

Руленко О.П., Дружин Г.И., Вершинин Е.Ф. Измерения атмосферного электрического поля и естественного электромагнитного излучения перед Камчатским землетрясением 13.11.93 г., М = 7.0 // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 6. С. 814–816.

Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В. Краткосрочный атмосферно-электрический предвестник Камчатского землетрясения 6.03.1992, М = 6.1 // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 6. С. 980–982.

Руленко О.П., Токарев П.И., Фирстов П.П. Электричество вулканов // Бюл. вулканол. ст. 1976. № 52. С. 11–17.

Семенов К.А. Хорошая погода и элементы атмосферного электричества // Тр. ГГО АЭ. 1982. № 455. С. 112–119.

Сенилин Н.Б. О влиянии природных инверсий на распределение радона в тропосфере // Тр. ИЭМ: Радиоактивность природной среды. 1977. № 6 (64). С. 37–41. Сисигина Т.И. Колебания эксхаляции радона из почвы в атмосферу в связи с изменением метеорологических условий. ИЭМ: Радиоактивность атмосферы, почвы и пресных вод. 1970. № 5. С. 3–14.

Смирнов Б.В. Отрицательные ионы. М.: Атомиздат, 1978. 174 с.

Смирнов Б.М. Физика слабоионизованного газа в задачах и решениях. М.: Наука, 1985. 423 с.

Смирнов В.В. Изменение ионного, аэрозольного и газового состава воздушной среды при её радиоактивном загрязнении // ФАО. 1992. Т. 28, № 9. С. 958–966.

Смирнов В.В. Электрическое поле пылевых струй // ФАО. 1999. Т. 35, № 5. С. 616–623.

Смирнов С.Э. Специализированный программно-аппаратный комплекс геофизической обсерватории «Паратунка» // Сб. докл. школы-семинара «Метрологические основы магнитных наблюдений Сибири и Дальнего Востока». ИКИР ДВО РАН. 2003. С. 8–11.

Смирнов С.Э. Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45, № 2. С. 282–287.

Смирнов С.Э. Исследование положительных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере и активность вулкана Шивелуч // Материалы конф., посвящ. Дню вулканолога. 27–29 марта 2008 г. П.-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 269–273.

Смирнов С.Э. Вариации электрического поля земли в сейсмоактивном регионе как индикаторы сильных землетрясений и эруптивных явлений на Солнце: автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. П.-Камчатский. 2018. 39 с.

Сорокин В.М., Чмырев В.М., Ященко А.К. Возмущение электрического поля в слое Земля – ионосфера при инжекции заряженных аэрозолей // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41, № 2. С. 187–191.

Справочник. Физические величины / под. ред. И.С. Григорьева, Е.З. Мейлихова. М.: Энергоатомиздат, 1991. 1235 с.

Тверской П.Н. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометиздат, 1949. 252 с.

Тверской П.Н. Курс метеорологии. Л.: Гидрометиздат, 1962. 700 с.

Троицкая В.А., Моргунов В.А., Анисимов С.В. Электрическое взаимодействие электрических оболочек // Сб. ст. / ред. В.А. Моргунов, С.В. Анисимов. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 5–11.

Филиппов А.Х. Градиент потенциала электрического поля в Иркутске и Зуе в период 1951–1959 гг. // Тр. ГГО АЭ. 1960. № 110. С. 43–47.

Филиппов А.Х. Исследование атмосферного электричества в Восточной Сибири // Сб. ст. Вопросы атмосферного электричества / под ред. В.Д. Степаненко и др. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. С. 176–186.

Филиппов А.Х., Шефтель В.М. Эффекты солнечно-магнитосферных возмущений в глобальной электрической цепи // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 23–29.

Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона (²²²Rn) на Паратунской геотермальной системе в 1997–1998 гг. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 33–43.

Фирстов П.П., Пономарев Е.А., Чернева Н.В., Бузевич А.В., Малышева О.П. К вопросу о влиянии баровариаций на эсхаляцию радона в атмосферу // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 46–53.

Фирстов П.П., Пономарев Е.А., Чернева Н.В., Паровик Р.И. Исследование кинематических и динамических параметров эманаций подпочвенного радона в период активизации сейсмичности Камчатки в августе 2006 г. // IV междунар. конф. Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. ИКИР ДВО РАН. 2007. С. 464–469.

Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997–2000 г. г. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 26–41.

Фирстов П.П., Чернева Н.В., Пономарев Е.А., Бузевич А.В. Подпочвенный радон и напряженность электрического поля атмосферы в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2006. № 1 (7). С. 102–109.

Фирстов П.П., Широков В.А., Руленко О.П. и др. О связи динамики подпочвенного радона (²²²Rn) с сейсмической активностью Камчатки в июле – августе 2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 4. С. 26–41.

Фирстов П.П., Чернев И.И., Макаров Е.О., Чернева Н.В. Исследование воздействия пароводяной смеси на геосреду при свободном истечении в атмосферу (Мутновское месторождение парогидротерм, Камчатка) // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: VI междунар. конф. Паратунка, Камчатский край, 9–13 сент. 2013 г.: сб. докл. / отв. ред. Б.М. Шевцов. П.-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2013. С. 201–206.

Фирстов П.П., Чернева Н.В., Шевцов Б.М. Вариации вертикальной компоненты атмосферного электрического поля на обсерватории «Паратунка» (Камчатка), обусловленные природными процессами // VII всеросс. конф. по атмосферному электричеству: сб. тр. СПб., 2012. Т. 2. С. 41–43.

Фирстов П.П., Макаров Е.О., Акбашев Р.Р. Мониторинг концентрации почвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в связи с прогнозом сильных землетрясений // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51, № 1. С. 60–80. Фирстов П.П., Акбашев Р.Р., Холзворт Р., Чернева Н.В., Шевиов Б.М. Атмосферно-электрические эффекты во время эксплозии вулкана Шивелуч 16 ноября 2014 г. // Изв. РАН, ФАО. 2017. Т. 53, № 1. С. 29–37.

Франк-Каменецкий А. В., Котиков А.Л., Круглов А.А., Барнс Г., Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Кубицки М., Оджимек А. Вариации приземного электрического поля в высоких широтах и потенциал ионосферы во время магнитных возмущений // Геомагнетизм и аэрономия. 2012. Т. 52, № 5. С. 666–675.

Френкель Я.И. Теория явлений атмосферного электричества. Л.; М.: ГИТТЛ, 1949. 155 с.

Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 420 с.

Чернев И.И. Обоснование способов повышения производительности добычных скважин на месторождениях парогидротерм Камчатки: автореф. дис. ... канд. техн. наук: 25.00.20 [Место защиты: Ин-т горного дела ДВО РАН]. Хабаровск, 2017. 22 с.

Чернева Н.В. Влияние природных процессов на формирование локального электрического поля атмосферы: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.29 [Место защиты: СПб. гос. ун-т]. СПб., 2010. 16 с.

Чернева Н.В., Бабаханов И.Ю., Кузнецов В.В. Результаты исследования атмосферного электрического поля на камчатской обсерватории «Паратунка» и в районе Мутновской гидротермальной станции // IV междунар. конф. «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений». П.-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 128–133.

Чернева Н.В., Дружин Г.И. О возможности регистрации по электромагнитному ОНЧ излучению циклонов Камчатки // Ш междунар. конф. «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений». П.-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2004. С. 258–265.

Чернева Н.В., Кузнецов В.В. Форбуш понижения и эффекты терминатора в атмосферном электричестве Камчатки // Междунар. Байкальск. науч. шк. по фундаментальной физике «Астрофизика и физика околоземного космического пространства». Иркутск, 2005. Ч. 1. С. 37–40.

Чернева Н.В., Пономарев Е. А, Фирстов П.П., Бузевич А.В. Базовые модели источников вариаций вертикальной компоненты атмосферного электрического поля // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2, Вып. 10. С. 60–64.

Чернева Н.В., Фирстов П.П. Пономарев Е.А. Некоторые вопросы ионизации приземной атмосферы // IV междунар. конф. «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений». П.-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007а. С. 199–205.

Чернева Н.В., Фирстов П.П., Пономарев Е.А. Временные изменения атмосферного электричества на обсерватории Паратунка, Камчатка // Сб. тр. IV росс. конф. по атмосферному электричеству. Нижний Новгород, 2007б. С. 89–90.

*Чернева Н.В., Фир*стов *П.П.* 14. Влияние метеорологических факторов на электрические параметры нижней атмосферы // Метеорология и гидрология. 2013. № 3. С. 56–65.

Шварц Я.М. Характеристики атмосферного электричества // Афиногенов Л.П., Грушин С.И., Романов Е.В. Аппаратура для исследования приземного слоя атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 1977. С. 141–155.

Шварц Я.М., Огуряева Л.В. Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое // Метеорология и гидрология. 1987. № 7. С. 59–64.

Швейдлер Э. Сохранение электрического заряда Земли. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 75 с.

Шулюпин А.Н., Фирстов П.П. ПЕрспективы диагностики расходных параметров пароводяных геотермальных скважин по шуму истекающей струи // Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики. Тр. VII междунар. конф. СПб., 2004. С. 6–9.

Шумилов О.И., Касаткина Е.А., Куличков С.Н., Каллистратова М.А., Васильев А.Н. Метеорологические эффекты в атмосферном электрическом поле высоких широт // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41, № 5. С. 613–621.

Bazilevskaya G.A., Krainev M.B., Stozhkov Yu. I., Svirzhevskaya A.K., Svirzhevsky N.S. Long-term Soviet program for the measurement of ionizing radiation in the atmosphere // J. of Geomagnetism and Geoelectricity. 1991. V. 43. P. 893–900.

Corney R.C., Burns G.B., Michael K. et al. The influence of polar-cap convection on the geoelectric field at Vostok, Antarctica // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2003. V. 65. P. 345–354.

Druzhin G.I., Cherneva N.V., Melnikov A.N. Thunderstorm activity according to VLF observations at Kamchatka // Geomagnetism and Aeronomy. 2009. V. 49, N 8 (Sp. Iss. 2). P. 1305–1307.

Ermakov V.I., Basilevskaya G.A., Pokrevsky P.E., Stozkov Y.I. Ion balance equation in the atmosphere // J. of Geophysical Research. 1997. V. 102, N D19. P. 23, 413–23, 419.

Firstov P., Cherneva N., Akbashev R. Natural factor impact on atmospheric electric field variations in Kamchatka // Solar-Terrestrial Relations and Physics of Earthquake Precursors. E3S Web of Conferences 20. 01003. 2017. doi: 10.1051/e3sconf/20172001003.

Frank-Kamenetsky A. V., Burns G.B., Troshichev O.A. at all. The geoelectric field at Vostok, Antarctica: its relation to the interplanetary magnetic field and the cross polar cap potential difference // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1999. V. 61. P. 1347–1356.

Frank-Kamenetsky A. V., Troshichev O.A., Burns G.B., Papitashvili V.O. Variations of the atmospheric electric field in the near-pole region related to the interplanetary magnetic field // J. of Geophysical Research. 2001. V. 106, N 1. P. 179–190.

James M.R., Lane S.J., Gilbert J.S. Volcanic plume monitoring using atmospheric electrical potential gradients // J. Geol. Soc. London. 1998. N 155. P. 587–590.

Hao Jian-Guo, Tang Tian-Ming, Li De-Rui A kind of information on short-term and imminent earthquake precursors: research on atmospheric electric field anomalies before earthquakes // Acta Seismologica Sinica. 1998. V. 11, N 1. P. 121–131.

Harrison R.G. Twentieth century secular decrease in the atmospheric potential gradient // Geoph. Res. Lett. 2002. V. 29, N 14. P. 1660. doi:10.1029/2002GL014878.

Harrison H. Some Analyses of Atmospheric Electric-Field Gradients at the Kennedy Space Center, 1997–2003. Nov. 14. 2005.

Harrison R.G. Long-term measurements of the global atmospheric electric circuit at Eskdalemuir, Scotland, 1911–1981 // Atmospheric Research. 2004. V. 70. P. 1–19.

Harrison R.G., Aplin K.L., Rycroft M.J. Atmospheric electricity coupling between earthquake regions and the ionosphere // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics (72). 2010. 376–381.

Hays P., Roble R.G. A guasi-static model of global atmospheric electricity. I. Lower atmosphere // Geophys. Res. 1979. V. 84. A 7. P. 3291–3305.

Hoppel W.A. Theory of the electrode effect // J. Atm. and Terr. Phys. 1967. V. 29, N 6. P. 709–721.

Israelson S., Tammet H. Variation of fair weather atmospheric electricity at Marsta Observatory, Sweden, 1993–1998 // J. Atmos. Solar-Terr. Physics. 2001. N 63. P. 1663–1703.

Jshikawa J., Kadena M., Misaki M. On the charge distribution in volcanic smoke // J. Geomagn. Geoelect. 1951. V. 3, N 1. P. 9–17.

Kasemir H.W. Theoretical problems of the global atmospheric electric circuit // Electrical Processes in Atmospheres. Ed.H. Dolezalic, R. Reiter. Darmstadt Steinkopff. 1977. P. 423–438.

Kasemir H.W. Zur Strömungstheorie des luftelektirshen Felds III: Der Austauschgenerator // Archives for meteorology, geophysics and bioclimatology. 1956. Ser. A. V. 9, N 3. P. 357–370.

Kleimenova N., Kozyreva O., Kubicki M., Michnowski S. Variations of the Mid-Latitude Atmospheric Electric Field (E_z) Associated with Geomagnetic Disturbances and Forbush Decreases of Cosmic Rays // Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Series M.: Miscellanea, 2009. T. D-73 (412).

Kleimenova N.G., Kozyreva O.V., Kubicki M., Michnowski S. Substorm effects in the polar latitude atmospheric electric field disturbances // Physics of Auroral Phenomena. 2011. T. 33, N 1 (34). C. 167–170.

Kleimenova N., Kozyreva O., Michnowski S., Kubicki M. Influence of geomagnetic disturbances on atmospheric electric field (Ez) variations at high and middle latitudes // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2013. T. 99. C. 117–122.

Klusman R.W., Webster J.D. Preliminary analysis of meteorological and seasonal influences on crustal gas emission relevant to earthquake prediction // Bul. Seismol. Soc. of America. 1981. V. 71, N 1. P. 211–222.

Märcz F. Short-term changes in atmospheric electricity associated with Forbuch decreases // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1997. V. 59, N 9. P. 975–982.

Märcz F., Harrison R.G. Long-term changes in atmospheric electrical parameters observed at Nagycenk (Hungary) and the UK observatories at Es-kdalemuir and Kew // Ann. Geophys. 2003. V. 21. P. 2193–2200.

Martell E.A. Enhanced ion production in convective storms by transpired radon isotopes and decay products // J. of Geophysical Research. 1985. V. 90, N D 4. P. 5909–5916.

Mather T.A., Harrison R.G. Electrification of volcanic plumes // Serv Geophys. 2006. V. 37. P. 387–432. DOI 10/1007/s10712-006-9007-2.

Park C.G. Downward Mapping of High-Latitude Ionospheric Electric Fields to the Ground // J. of Geophysical Research. 1976. V. 81, N 1. P. 168–174.

Ponomarev E.A., Cherneva N.V., Firstov P.P. Formation of local atmospheric electric field under the influence of ionization factors // Proceedings of the 7th Int. Conf. "Problems of Geocosmos". 2008. C. 211–217.

Reiter R. Solar flares and their impact on potential gradient and air-earth current characteristics at high mountain stations // Pure Appl. Geophys. 1969. V. 72. P. 259–267.

Roble R.G., Tzur I. The Global Atmospheric-Electrical Circuit, in: The Earth's Electrical Environment, Eds. E.P. Krider, and R.G. Roble. Washington: National Academies Press, 1986. P. 206–231.

Rycroft M.J., Israelsson S., Price C. The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2000. N 62. P. 1563–1576.

Rycroft M.J., Odzimek A., Arnold N.F., Fullekrug M., Kulak A., Neubert T. New model simulations of the global atmospheric electric circuit driven by thunderstorms and electrified shower clouds: The roles of lightning and sprites // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 69. 2007. P. 2485–2509.

Shevtsov B.M., Firstov P.P., Cherneva N.V., Holzworth R.H., Akbashev R.R. Lightning and electrical activity during the Shiveluch volcano eruption on 16 November 2014 // Nat. Hazard Earth Syst. Sci. 2016, V. 16. P. 871–874. doi: 10.5194/nhessd-16-871-2016.

Stozhkov Y.I. The role of cosmic ray in the atmospheric processes //Journal of Physics G: Nuclear and Particle Physics. 2003. V. 29, N 5. P. 913–923.

Tinsley B.A. Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere // Space Science Reviews. 2000. N 94. P. 231–258.

Tinsley B.A., Yu F. Atmospheric ionization and clouds as links between solar activity and climate, in Solar Variability and Its Effects on Climate // Solar Variability and its Effect on Climate, Eds: J.M. Pap and P. Fox. Geophys. Monograph Series. Washington, 2004. V. 141. P. 321–340.

Vershinin E.F., Buzevich A.V., Yumoto K., Tanaka Y. Correlations of seismic activity with electromagnetic emissions and variations in Kamchatka region // Intrnational Workshop. Tokyo. 03/1997. P. 23–24.

Volland H. Atmospheric Electrodynamics. Heildelberg; Springer-Verlag, 1984. P. 128–136.

Williams E.R. The global electrical circuit: A review // Atmospheric Research. 2009. V. 91. P. 140–152.

Williams E.R. Comment on "Twentieth century secular decrease in the atmospheric potential gradient" by Giles Harrison // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30 (15). L1803. doi:10.1029/2003GL017094.

Williams E., Markson R., Heckman S. Shielding effects of trees on the measurement of the Earth's electric field: Implications for secular variations of the global electric circuit // Geoph. Res. Lett. 2005. V. 32. L19810. doi: 10.1029/2005GL023717.

Wilson C.T.R. Investigation on lighting discharges and on the electric field of thunderstorms // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1920. V. A221. P. 73–115.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА	3
ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	7
ГЛАВА 1. ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМО-	
СФЕРЫ И ОСОБЕННОСТЕЙ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ	9
1.1. Глобальная атмосферно-электрическая токовая цепь	9
1.1.1. Представление о глобальной атмосферно-электрической	
цепи (ГЭЦ)	10
1.1.2. Генераторы, поддерживающие электрическое поле атмо-	
сферы	13
1.1.3. Эффекты глобального масштаба	14
1.1.4. Эффекты местного масштаба	15
1.2. Регулярные вариации	15
1.2.1. Вековой ход и одиннадцатилетняя периодичность в на-	
пряженности ЭПА	16
1.2.2. Годовой (сезонный) ход напряженности ЭПА	17
1.2.3. Унитарная вариация в суточном ходе напряженности	
ЭПА	20
1.3. Некоторые вопросы ионизации в атмосфере	24
1.3.1. Высотный профиль проводимости	26
1.3.2. Проводимость приземного слоя атмосферы	27
1.3.3. Область «электросферы»	28
1.3.4. Ионизация приземного слоя в процессе распада радио-	
нуклидов	29
1.3.5. Ионизация космическими лучами	31
1.3.6. Уравнения ионизационно-рекомбинационного баланса.	33
1.4. Выводы	33
ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА НАБЛЮДЕ-	
НИЙ И ОПИСАНИЕ МЕТОДИКИ НАБЛЮДЕНИЙ	35
2.1. Характеристика района расположения обсерватории «Пара-	
тунка»	35
2.1.1. Орография и тектоническое строение Паратунского гра-	
бена	35
2.1.2. Краткое описание Мутновского месторождения термаль-	
ных вод	38
2.1.3. Климатические особенности района наблюдений	39
2.2. Аппаратура и методика наблюдений	42

125

ГЛАВА З. ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТРЕНДА И РЕГУЛЯР-
НЫХ ВАРИАЦИЙ НАПРЯЖЕННОСТИ АЭП НА ОБСЕРВАТО-
РИИ «ПАРАТУНКА»
3.1. Многолетний тренд
3.2. Сезонный ход напряженности ЭПА и основные факторы.
влияющие на его формирование
3.3. Особенности суточного хода <i>Е</i> , ЭПА на обсерватории «Па-
ратунка»
3.4. Влияние ионосферной разности потенциалов на электриче-
ское поле атмосферы
3.5. Поведение Е, ЭПА на обсерватории «Паратунка» в моменты
Форбуш-понижения интенсивности галактических космиче-
ских лучей
3.6. Выводы
ГЛАВА 4. ВОЗНИКНОВЕНИЕ КРАТКОСРОЧНЫХ АНОМАЛИЙ
В E_{τ} ЭПА ОТ НЕКОТОРЫХ ВЫСОКОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ПРИ-
РОДНЫХ ПРОЦЕССОВ
4.1. Базовые модели источников вариаций вертикальной компо-
ненты ЭПА
4.1.1. Расчет «портретов» напряженности ЭПА от элементар-
ных зарядов
4.1.2. Электрическое поле облака
4.2. Предвестниковая аномалия сильного землетрясения на юге
Авачинского залива с М=6.7 в июне 1996 г.
4.3. Влияние циклонической активности на Е ₇ ЭПА в январе
2002 г
4.4. Отклик в поле E ₇ ЭПА при прохождении эруптивных обла-
ков от эксплозивных извержений вулкана Шивелуч
4.5. Исследование электрических параметров пароводяных об-
лаков, возникающих в результате инжекции в атмосферу па-
роводяной смеси из геотермальных скважин
4.6. Выводы
ГЛАВА 5. ФОРМИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕ-
СКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРИРОДНЫХ
ФАКТОРОВ
5.1. Оценка вклада некоторых природных процессов в форми-
рование локального электрического поля приземного слоя
атмосферы

5.2. Отклик электрического поля атмосферы на ионизационные	
процессы, обусловленные природными факторами	101
5.3. Выводы	106
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	107
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	110

Научное издание

Нина Володаровна Чернева Павел Павлович Фирстов

ФОРМИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ НА КАМЧАТКЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Редактор Л.М. Смирнова Компьютерная верстка С.В. Филатов

Подписано в печать 31.10.2018 г. Формат 60х90/16. Усл. п. л. 8. Уч.-изд. л. 6,7. Тираж 500 экз. (1-й завод 1–80). Заказ ИВ 181116.

ФГУП «Издательство Дальнаука» 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7 Тел. 8 (423) 231-21-05. E-mail: dalnauka@mail.ru http://www.dalnauka.ru

Отпечатано в ООО «ПОЛИГРАФ–СЕРВИС–ПЛЮС» г. Владивосток, ул. Русская, 65, корпус 10