

УДК 550.388.2

ФИЗИКА ОБЛАСТИ *D* И ПРОГНОЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАДИОВОЛН

(Обзор)

А. Д. Данилов

СОДЕРЖАНИЕ

1. Введение
2. Влияние области *D* на распространение радиоволн
 - 2.1. Спокойные условия
 - 2.2. Внезапные ионосферные возмущения
 - 2.3. Зимняя аномалия поглощения
 - 2.4. Ионизация солнечными протонами
 - 2.5. Явления, связанные с высыпанием электронов
 - Ауроральное поглощение (АП)
 - Магнитосферные суббури
 - Магнитные бури
 - Высыпание релятивистских электронов (REP)
3. Физико-химия области *D*
 - 3.1. Упрощенные схемы против подробных схем
4. Возможности и перспективы прогнозирования
 - 4.1 Долгосрочное прогнозирование
 - 4.2. Прогнозирование возмущений
5. Заключение

1. ВВЕДЕНИЕ

Как известно, потребность в различного рода прогнозах характеристик распространения радиоволн и состояния среды (в основном — ионосфера), которая оказывает на него наибольшее влияние, возрастает с каждым годом.

Прогресс в развитии методов прогнозирования происходит неравномерно для разных ионосферных областей. Наиболее благополучно (конечно, относительно) дело обстоит с изучением поведения области *F2*, определяющей отражение декаметровых радиоволн и, следовательно, такие жизненно важные для каждой радиотрассы параметры, как максимальная применимая частота, количество скачков, углы прихода и т. д. Для области *F2*, где, конечно, имеется еще ряд нерешенных проблем, существует достаточно обоснованная физическая теория и достаточный по объему набор экспериментальных данных (в основном, базирующийся на мировой сети станций вертикального зондирования), позволивший построить медианные значения параметров для разных условий и тем самым создать широко используемые схемы долгосрочного прогнозирования. На повестке дня здесь стоит завершение физического моделирования возмущенных условий и построение прогностических схем, основанных на физических моделях.

Гораздо менее благополучно положение дел в нижней части ионосферы — так называемой области *D*. В последнее десятилетие интерес к изучению этой области ионосферы заметно возрос из-за увеличения

числа практических задач в области распространения радиоволн, решение которых упирается в отсутствие детальных сведений о нижней ионосфере.

Трудности изучения ионосферы ниже 90—100 км и их причины описывались неоднократно. С уменьшением высоты и соответствующим ростом плотности нейтрального газа резко усложняется физико-химия ионизационно-рекомбинационного цикла — появляются сложные ионы-связки и отрицательные ионы. Это ставит серьезные трудности на пути адекватного физического описания области *D*. Одновременно резко падает надежность таких испытанных методов прямых измерений параметров ионосферной плазмы, как зонды и масс-спектрометры, что приводит к ограниченности исходного экспериментального материала для статистических исследований.

В самое последнее время выяснилась еще одна особенность области *D*, усугубляющая трудности ее изучения и адекватного описания. Оказалось, что поведение области *D* контролируется не только (а подчас — и не столько) геофизическими параметрами (солнечная и магнитная адекватность, зенитный угол Солнца и т. д.), используемыми для описания основной части ионосферы, но и в значительной мере метеорологическими характеристиками, такими, как циркуляция, термобарический режим стратосферы и мезосферы и т. д. Последнее обстоятельство заставляет по-новому взглянуть на всю проблему моделирования и прогнозирования состояния области *D*.

Цель данной работы — дать обзор проблем, связанных с физикой области *D* под углом зрения возможностей физического прогнозирования состояния этой области и соответствующих аспектов распространения радиоволн. По глубокому убеждению автора именно в нижней ионосфере только физическое моделирование сможет со временем обеспечить решение многочисленных проблем, связанных с прогнозом распространения, учитывая сложную связь области *D* с метеорологическими характеристиками и многообразие происходящих в ней возмущений. И, хотя пока эти два аспекта (физика и распространение) не удается связать достаточно тесно, только их совместное рассмотрение может приблизить нас к решению проблемы прогноза области *D*.

На важность «вязки» проблем физики области *D* и ее влияния на распространение радиоволн обращалось особое внимание в работе специальной рабочей группы 4С (Р.Г.4С) во время Международного семинара по гелио-геофизическому прогнозированию, который состоялся в Боулдер (США) в апреле 1979 г. К материалам этого семинара мы будем неоднократно обращаться ниже.

Структура данной статьи проста. В разд. 2 дано краткое описание основных эффектов в распространении радиоволн, связанных с областью *D*, и обзор результатов исследований этих эффектов. Автор постарался сделать акцент на рассмотрении недавних работ, особенно мало доступных советскому читателю материалах указанного семинара в Боулдере, отчетах Международного Консультационного Комитета по радиосвязи (МККР) и др.

Раздел 3 посвящен физическим моделям области *D*. Наряду с обзором проблемы физико-химии нижней ионосферы под углом зрения прогноза в этом разделе представлена также собственная концепция автора о возможностях использования упрощенных схем и разобрана одна из таких схем.

В разд. 4 рассмотрены не очень пока многочисленные работы по прогнозированию состояния области *D* и распространения радиоволн. Здесь вновь сделан акцент на материалах (в первую очередь — на отчете Р.Г.4С), информация о которых может быть полезна читателям «Радиофизики».

Завершая этот раздел, следует сделать несколько замечаний терминологического порядка. В тексте часто используется деление ионосферы по широтам. Общепринятого определения границ различных областей не существует. Для определенности мы будем считать (как это предложено в решении Р.Г.4С) границей низкоширотной и среднеширотной ионосферы географическую широту 30° , а границей между среднеширотной и полярной областями — инвариантную широту 60° или величину L -координаты Макилвайна, равную четырем. Во время отдельных явлений, характерных для высоких широт и связанных с сильным высыпанием электронов, нижняя граница возмущенной области может опускаться до $L \approx 2$, захватывая тем самым и средние широты.

В литературе (особенно по СДВ) иногда используется термин «область C » или «слой C » для обозначения области ионосферы ниже $60-65 \text{ км}$. Поскольку вопрос о реальности существования повышенных концентраций электронов на этих высотах окончательно не решен, в данной работе (как это делается в большинстве публикаций) термин «область D » распространяется на всю ионосферу от 50 до 90 км .

Хотя использование одного символа для разных понятий всегда нежелательно, в данной работе через L обозначены, учитывая их общепринятость, и координата Макилвайна и поглощение радиоволн.

2. ВЛИЯНИЕ ОБЛАСТИ D НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН

2.1. Спокойные условия

В данной работе термин «спокойные условия» мы будем применять только к невозмущенной ионосфере средних и низких широт, поскольку в высокоширотной ионосфере на высотах области D практически непрерывно присутствуют возмущения различных типов и масштабов.

В спокойной дневной области D концентрация свободных электронов $[e]$ изменяется в пределах от нескольких единиц ($50-55 \text{ км}$) до примерно 10^4 (90 км) на см^3 . Одновременно частота соударений электронов с нейтралами ν меняется по высоте от 10^8 до 10^5 с^{-1} в том же интервале высот. Максимум произведения $[e] \cdot \nu$, определяющего поглощение радиоволн, приходится в этих условиях на высоты $80-85 \text{ км}$ и составляет примерно $10^9 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$.

Указанный профиль $[e]$ приводит к способности области D отражать СНЧ, СДВ и ДВ радиоволны, а приведенное высокое значение $[e] \cdot \nu$ — к способности поглощать волны КВ диапазона.

Эти явления характеризуют разные части области D . Второе происходит в основном выше 80 км (где и располагается максимум величины $[e] \cdot \nu$), тогда как первое — главным образом в нижней части области D , где реализуются соответствующие концентрации электронов.

Вариации поглощения, измеренного при вертикальном зондировании, рассматривались неоднократно [1-9]. Поскольку при известном поглощении на фиксированной частоте f несложно пересчитать его в поглощение на других частотах КВ диапазона [3], как правило, все наблюдения поглощения L в этом диапазоне для удобства сопоставления приводят к одной частоте (чаще всего — к $f = 2,2$ или $2,5 \text{ МГц}$ [3, 5, 7]).

Ганалингам [3], анализируя данные измерений L в Коломбо, где мы вправе ожидать наименьшего влияния возмущающих факторов, таких, как зимняя аномалия и потоки корпускул, нашел, что величина поглощения на $2,2 \text{ МГц}$ $L_{2,2}$ при фиксированных прочих параметрах пропорциональна \sqrt{U} , где U — интенсивность солнечного рентгеновского излучения в диапазоне $1-8 \text{ \AA}$. В более поздней работе Ганалингам

и Кейн [5] подтвердили этот вывод и дали эмпирическую зависимость L от U в виде

$$L_{2,2} = 44,7 + (11,5 \pm 0,5) \sqrt{U} \quad (1)$$

для области изменения U от 0,4 до 2,0 мэрг·см⁻²·с⁻¹ (см. рис. 1). В серии работ Оинлое [6-8] была получена несколько другая эмпирическая формула связи $L_{2,2}$ с U по данным той же станции Коломбо:

$$\begin{aligned} L_{2,2} &= 48,0 U^{(0,143 \pm 0,05)} \quad (\text{утро}), \\ L_{2,2} &= 51,5 U^{(0,143 \pm 0,05)} \quad (\text{вечер}). \end{aligned} \quad (2)$$

Легко видеть, что выражения (2) и (1), хотя и дают разную форму зависимости L от U , при реальных U в спокойных условиях

0,5–2,0 мэрг·см²·с⁻¹ приводят к несильно различающимся величинам $L_{2,2}$. Для целей данной работы важно, прежде всего, то, что оказалось принципиально возможно достаточно простое аналитическое представление изменения L хотя бы и в самых простых условиях.

Дальнейшие шаги по систематизации величин $L_{2,2}$ позволили Оинлое [7, 8] найти аналитическое представление для зависимости $L(\chi)$ (где χ — зенитный угол Солнца) при фиксированном U :

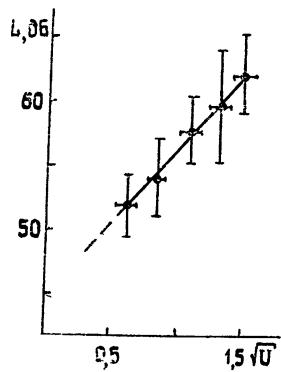


Рис. 1. Зависимость согласно [6] поглощения на $f = 2,2$ МГц от U — потока рентгеновского излучения

Солнца с $\lambda = 1\text{--}8$ Å. Точки — усредненные экспериментальные данные с разбросом, прямая линия — зависимость, даваемая выражением (1).

нных наблюдений в Коломбо показала (см. для примера рис. 2, взятый из работы [8]), что эта формула весьма хорошо описывает вариации $L_{2,2}$.

Таким образом, было показано, что по меньшей мере в низкоширотной ионосфере вариации поглощения в КВ диапазоне известны и могут быть систематизированы.

Следующий шаг систематизации данных по L — включение наблюдений среднеширотных станций — оказался более трудным. Оинлое [8] чисто эмпирически ввел коэффициент пересчета $r(\Lambda)$ поглощения на магнитном экваторе в поглощение на геомагнитной широте Λ . Оказалось, что изменение r от Λ сильно отличается для разных сезонов и разных уровней солнечной активности, что говорит, видимо, об определенной искусственности введенного коэффициента $r(\Lambda)$. Тем не менее получено [8] удовлетворительное согласие предложенного аналитического описания с измерениями на двух других станциях (Ибадан, Фрайбург), типичных для экваториальной и среднеширотной зон. Аналогичная попытка аналитического представления поглощения на частоте 2,5 МГц была выполнена в работе [9], где авторы получили линейную связь $L_{2,5}$ с индексами солнечной активности при постоянном зенитном угле Солнца.

$$\begin{aligned} L_{2,2} &= 55,3 (\cos \chi)^{1,13 \pm 0,20} \quad (\text{полдень}), \\ L_{2,2} &= 55,1 (\cos \chi)^{0,96 \pm 0,01} \quad (\text{утро}), \\ L_{2,2} &= 57,6 (\cos \chi)^{0,78 \pm 0,02} \quad (\text{вечер}). \end{aligned} \quad (3)$$

Комбинация выражений (2) и (3) привела к общему выражению для изменения $L_{2,2}$:

$$L_{2,2} = L_{0,2} U^{0,143} (\cos \chi)^m, \quad (4)$$

где L_0 и m несколько различны для дополуденных и послеполуденных часов суток. Проверка формулы (4) на большом массиве дан-

Серия работ Лукашкina [10–12] посвящена распределению регулярного (фонового) поглощения в высокоширотной ионосфере по радиометрическим наблюдениям. Обнаружено [11], что наблюдается заметный широтный ход L (зимой от 0,4–0,6 dB на широте 50–60° до $\approx 0,1$ dB на $\phi = 85–90^\circ$), а также сильная зависимость от сезона (на 85–90° летние величины в 4–5 раз выше зимних).

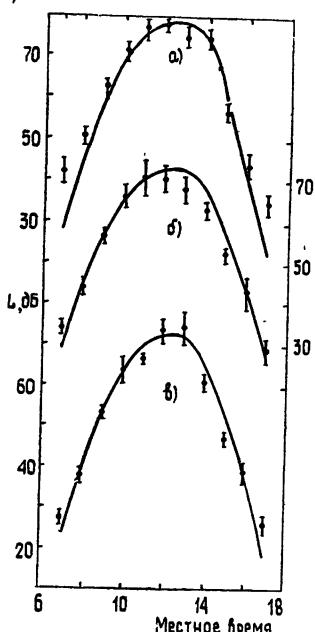


Рис. 2.

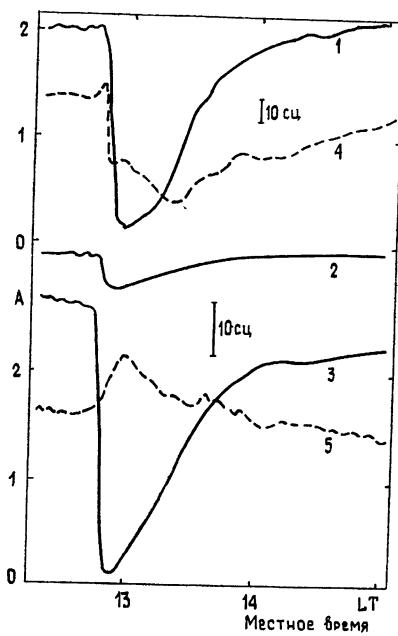


Рис. 3.

Рис. 2. Сравнение даваемых формулой (4) и наблюдаемых величин $L_{2,2}$ в Ибадане во время равноденствия (а), летнего солнцестояния (б) и зимнего солнцестояния (в).

Рис. 3. Изменение фазы Φ (сплошные линии, масштаб показан на рисунке) и амплитуды A (штриховые линии, произвольные единицы) СДВ сигнала во время ВИВ 12 апреля 1977 г.: 1 — фаза горизонтально поляризованной составляющей ионосферной волны, $R = 100$ км, $f = 14,9$ кГц; 2 — фаза полного поля СДВ, $R = 1100$ км, $f = 10,2$ кГц; 3 — то же, $R = 6900$ км, $f = 10,2$ кГц; 4 — амплитуда горизонтально поляризованной составляющей ионосферной волны, $R = 100$ км, $f = 14,9$ кГц; 5 — амплитуда полного поля СДВ, $R = 3400$ км, $f = 14,9$ кГц.

Таким образом, поглощение радиоволн в КВ диапазоне удается, видимо, достаточно хорошо систематизировать и в ряде случаев выразить в простом аналитическом виде, что закладывает основу для создания статистических методов прогноза L (см. ниже разд. 4).

Распространение радиоволн СДВ диапазона в волноводном канале «поверхность Земли — область D ионосферы» служит основой для различного рода навигационных систем. Наиболее известная из них — «Омега» — работает на частотах 10–14 кГц и широко используется во всем мире (см. [13–16]). Для прогнозирования распространения сигналов системы «Омега» в спокойных условиях используются различные модели D -области, основанные как на чистой эмпирике, так и на простых теоретических схемах [17–19]. Во время разного рода ионосферных возмущений возникают различные эффекты в распространении СДВ радиоволн, которые существенно затрудняют работу указанных навигационных систем. Эти эффекты будут упомянуты ниже при описании конкретных типов возмущений.

2.2. Внезапные ионосферные возмущения

Как известно, под термином «Внезапные ионосферные возмущения» (ВИВ) понимают целый комплекс явлений, происходящих в ионосфере непосредственно после появления вспышки на Солнце и приводящих к различным эффектам в распространении радиоволн. Подробную классификацию и описание этих явлений можно найти в монографии Митра [20] и в более поздних работах [21, 22]. Наибольший интерес с практической точки зрения представляют две группы эффектов, наблюдавшихся во время ВИВ в СДВ и КВ диапазонах и непосредственно связанных с физикой области D .

В КВ диапазоне происходит сильное ослабление или полное пропадание сигнала декаметровых волн (эффект Деллинжера, или КВ фейдаут SWF). Это явление наблюдается практически одновременно на всем освещенном полуширье и приводит к резкому ухудшению или полному прекращению связи в КВ диапазоне. По классификации Митра [20] имеются три типа КВ фейдаутов (внезапные, медленные и постепенные), характеризующиеся различной скоростью нарастания поглощения радиоволн и различной длительностью (как правило, последняя для внезапных фейдаутов примерно вдвое меньше, чем для медленных и постепенных).

Следует упомянуть, что в УКВ диапазоне во время ВИВ иногда наблюдаются возрастания интенсивности сигнала, которые связывают с возрастанием эффективности рассеянных отражений.

В СДВ диапазоне внезапные ионосферные возмущения проявляются в виде двух типов эффектов—внезапные аномалии амплитуды (SFA) и внезапные аномалии фазы (SPA). Характерные примеры SFA и SPA для ВИВ 12 апреля 1977 г. по наблюдениям НИИФ ЛГУ приведены на рис. 3. Амплитудные эффекты ВИВ в СДВ диапазоне, как правило, достаточно сложны. При наблюдении на одной и той же трассе одного и того же возмущения могут наблюдаться прямо противоположные эффекты (возрастания или уменьшения амплитуды) на достаточно близких частотах 25 и 28 кГц или 28 и 31 кГц (см. [21, 23]).

В связи с этим для детектирования ВИВ (равно как и других видов возмущений, например, ППШ) в СДВ диапазоне чаще используются наблюдения фазового эффекта SPA.

Согласно Свенсону и Кугелю [24], которые проанализировали около 500 явлений SPA, средняя продолжительность явления составляет 40 мин при средней длительности нарастания и средней амплитуде эффекта 6 мин и 23 мкс* соответственно.

Явления SPA могут оказывать заметное влияние на работу упомянутых выше навигационных систем типа «Омега». Анализ данных на 10,2 кГц для двух пар станций системы «Омега» за 1968 г. показал [21, 25], что средняя по всем возмущениям максимальная аномалия фазы составляла 23 мкс, что соответствует ошибке при определении положения в 3–4 км, тогда как максимальный наблюдавшийся эффект SPA соответствовал ошибке в 10 км. Общая длительность всех явлений SPA в 1968 г. (максимум 20-го солнечного цикла) согласно Ларсену [25] составляла менее 1%. Однако в периоды очень высокой солнечной активности (1979–1980 гг.) процент времени существования явлений SPA может быть значительно выше и достигать 5–10% (см. табл. 1).

Природа описанных в данном разделе явлений ВИВ в целом достаточно ясна. Все они связаны с проникновением на высоты области D интенсивного рентгеновского излучения (в основном — короче 8 Å),

* Сдвиг фазы выражают обычно в сентициклах (сц). Однако более наглядным является представление эффекта в виде временной задержки (или опережения) в мкс. Для частот системы «Омега» 20 сц соответствуют примерно 20 мкс.

генерируемого во время вспышки на Солнце. Подробнее на физике явления и на современных возможностях его прогнозирования мы остановимся в следующих разделах, а сейчас отметим следующее обстоятельство.

Хотя источником эффектов ВИВ как в КВ, так и в СДВ диапазоне является одно и то же явление усиления рентгеновского излучения Солнца во время вспышки, появление SWF и SPA не стопроцентно коррелирует друг с другом. Калинин и Морозова [26], анализируя данные за февраль — октябрь 1978 года, показали, что 43% SPA не сопровождались SWF и, наоборот, не более чем в четырех случаях из девяноста пяти во время коротковолнового фейдаута не было зарегистрировано фазовой аномалии в СДВ.

Таблица 1

Процент времени, занятого SPA относительно светового дня
в разные месяцы 1978 г.*

Месяц 1978	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
P, %	6.6	4.9	6.8	4.8	2.9	8.6	0.53	7.5	8.8
$F_{10.7}$	142	140	151	150	147	135	117	160	157

Причина такого различия лежит, видимо, в том, что на распространение КВ и СДВ волн основное влияние оказывают разные части области D . А эффект одной и той же вспышки на верхнюю (где поглощаются КВ волны) и нижнюю (где отражаются СДВ волны) части будет зависеть как от жесткости спектра рентгеновского излучения, так и от условий в атмосфере (например, от количества окиси азота) в момент вспышки. Подтверждением этого является тот факт, что длинные волны (расположенные на радиоспектре между КВ и СДВ) во время ВИВ демонстрируют и в фазе и в амплитуде сложные эффекты, частично сходные с эффектами как КВ, так и СДВ диапазонов [19].

2.3. Зимняя аномалия поглощения

Физика явления зимней аномалии (ЗА) была подробно рассмотрена в недавних работах Оффермана [27], а также автора и Ледомской [28, 29], где можно найти и соответствующие ссылки на детальные морфологические работы и оригинальные наблюдения.

Феноменологически суть явления состоит в том, что поглощение на частотах в несколько мегагерц при прочих равных условиях в зимние месяцы выше, чем в летние и равноденственные периоды. Кроме того, в отдельные дни или группы дней в январе — феврале наблюдается заметное повышение поглощения по сравнению с соседними днями (аномальное поглощение). Часто именно эти дни и называют днями ЗА. Характерные особенности явления ЗА можно кратко сформулировать следующим образом (см. также [27—29]):

1) ЗА начинается в конце октября — начале ноября, достигает максимума в декабре — январе и исчезает в конце февраля — начале марта. Типичный пример изменения поглощения в течение года (метод АЗ, $f = 2,6 \text{ МГц}$, $\chi = 78^\circ,5$) согласно Лаутеру и др. [30] приведен на рис. 4.

* Тщательный анализ [48] показал, что величина $P\%$ зависит от солнечной активности и сезона, уменьшаясь от зимы к лету и увеличиваясь с ростом $F_{10.7}$.

2) Поглощение изменяется от дня к дню, однако во все дни демонстрирует четкий суточный ход с максимумом около полудня.

3) Связь избыточного поглощения ΔL во время ЗА с индексами солнечной (R, F_{10}) и геомагнитной (K_p) активности сложна, может зависеть от частоты и, видимо, для долгопериодных вариаций выражена лучше, чем для короткопериодных.

4) Явление ЗА локализовано в средних широтах ($\phi = 40\text{--}60^\circ$) и имеет, видимо, облачную структуру с характерными размерами «облаков» порядка 1000 км.

5) Максимальный эффект ЗА наблюдается на частотах порядка 2—2,5 МГц.

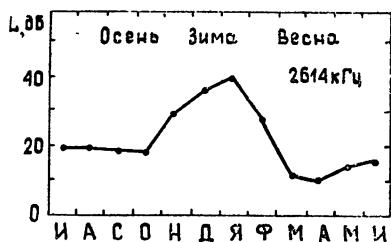


Рис. 4. Изменение в течение года среднемесячного поглощения согласно Лаутеру и др. [30].

Природа явления ЗА на сегодня уже достаточно ясна [27, 28]. Рост поглощения происходит из-за увеличения электронной концентрации в области D на высотах 75—85 км. В свою очередь, увеличение $[e]$ вызывается ростом температуры нейтрального газа, замедляющим гибель электронов в процессах рекомбинации, и увеличением количества NO, приводящим к росту скорости ионизации. Что же касается причин такого увеличения температуры и [NO], то этот вопрос связан с глубокими вопросами физико-химии нижней ионосферы и будет рассмотрен в разд. 3.

Иногда в литературе [21, 22] как самостоятельный тип возмущений классифицируют возмущения, связанные с явлениями «стратосферных потеплений», также происходящих в середине зимы. Однако с точки зрения физики процессов оба типа возмущений следует рассматривать как один тип, поскольку речь идет о поглощении радиоволн, вызванном ростом электронной концентрации в области D , и поскольку изменение глобальной циркуляции атмосферы, приводящее к стратосферным потеплениям, является одновременно и одной из причин изменения ионизационно-рекомбинационного баланса на высотах 75—90 км.

Основное влияние ЗА на распространение радиоволн состоит, как ясно из вышеизложенного, в увеличении поглощения радиоволн КВ диапазона. В СДВ диапазоне обычно наблюдается понижение высоты отражения радиоволн на коротких трассах, достигающее 10 км [31]. Однако картина влияния ЗА на СДВ распространение, видимо, гораздо сложнее, чем на КВ диапазон, поскольку наблюдались и случаи увеличения высоты отражения на коротких трассах [32]. Поведение во время ЗА СДВ сигналов на трассах большой протяженности известно плохо.

2.4. Ионизация солнечными протонами

Это явление наблюдается внутри аврорального овала в зоне так называемой «Полярной шапки» (геомагнитная широта $\Lambda \geqslant 70^\circ$), поэтому исторически оно получило название «Поглощение в полярной шапке» — ППШ. Сейчас в зарубежной литературе активно вводится новое название — «Ионизация солнечными протонами» (английский акроним — SPE).

Последнее название точно отражает физику явления, поскольку в настоящее время хорошо известно, что это явление вызывается пото-

ками солнечных протонов с энергиями в десятки $M\text{эВ}$, хотя в этих потоках присутствуют в некотором количестве также энергичные электроны и более тяжелые ионы [33–35].

Частота появления SPE прямо связана с солнечной активностью [36, 21, 22] и может изменяться от нескольких событий в год (1975–1976 гг.) до сотни событий в год (максимум активности 1957–58 гг.) [36, 37]. В годы высокой активности явления SPE могут, налагаясь, следовать одно за другим в течение достаточно долгого времени, создавая большие трудности для радиосвязи и навигации в полярных районах.

Исторически эффекты SPE начали регистрироваться по появлению сильного поглощения на риометрических частотах (10–30 $M\text{Гц}$). Рид [38] дал эмпирическую формулу, связывающую риометрическое поглощение на $f=30 M\text{Гц}$ и поток протонов J с энергией выше 20 $M\text{эВ}$:

$$J = 60 L^2. \quad (5)$$

При величинах J , достигающих во время сильных SPE $(1 \div 2) \cdot 10^4 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, дневное поглощение на $30 M\text{Гц}$ согласно приведенной формуле может составлять 10–20 дБ . На частотах КВ диапазона при этом будет наблюдаться полное поглощение ($L=100 \div 200 \text{ дБ}$) и, соответственно, отсутствие прохождения на всех КВ трассах, проходящих через полярную область.

Драматические эффекты наблюдаются во время SPE также в СДВ и ДВ диапазонах. И фаза и амплитуда СДВ и ДВ сигналов на трансполярных трассах претерпевают сильные изменения. СДВ распространение является более чувствительным индикатором явлений SPE, чем распространение в КВ диапазоне. Видимо, нижний предел величин J , при которых еще регистрируются СДВ эффекты (по крайней мере, при наблюдении амплитуды), составляет $(0,5 \div 1) \text{ протонов} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ [39–41].

Согласно обзору Элбермана [40] при сильных явлениях SPE сдвиг фазы СДВ сигналов на трансполярных трассах может достигать миллисекунд, а ослабление амплитуды сигнала — превышать 30 дБ . При этом ночью и зимой эффект ослабления оказывается на 10–20 дБ слабее, чем соответственно днем и летом [40].

Хотя, как показано выше, амплитудные эффекты в СДВ диапазоне весьма ярко выражены, систематизировать (а тем более предсказывать) их пока практически невозможно [22] из-за сложности явления в каждом конкретном случае. В отношении фазовых эффектов дело обстоит лучше, и еще в 1969 г. Вестерлюнд [41] предложил эмпирическую формулу, связывающую с потоком J сдвиг фазы на 26 кГц для трансполярной трассы длиной 5300 км , пересекающей Гренландию,

$$\Delta\Phi = -12,9 + 24,5 \ln(\ln J) \quad (J \geq 5,4), \quad (6)$$

или проходящей над океаном:

$$\Delta\Phi = -10,9 + 16,5 \ln(\ln J) \quad (J \geq 7). \quad (7)$$

Материалы, подтверждающие хорошее согласие такой аппроксимации с экспериментальными данными, приводятся весьма часто (см. [21, 22]). Наблюдаемый во время SPE сдвиг фазы соответствует понижению высоты отражения СДВ радиоволн. При сильных явлениях SPE эта высота может опускаться до 50–40 км .

Очевидно, что рассмотренные эффекты SPE в СДВ диапазоне должны оказывать весьма существенное и неприятное влияние на работу систем «Омега» как раз в той географической области, где проблемы навигации стоят особенно остро.

Согласно Свенсону [42] среднее за солнечный цикл $\Delta\Phi$ за счет SPE примерно на 10 мкс превышает аналогичное среднее за счет ВИВ. Ларсен [25] получил для максимума солнечной активности $\Delta\Phi$ за счет SPE,

равное 38 мкс, что соответствует ошибке в определении положения с помощью системы «Омега» около 10 морских миль.

Сильные изменения $\Delta\Phi$ во время SPE заставили разработать систему поправок для сигналов «Омега» в зависимости от интенсивности потока солнечных протонов [43, 44].

Поскольку сильные явления SPE могут сказываться на профиле распределения заряженных частиц даже на весьма малых высотах (30—40 км), следует ожидать эффектов SPE и в СНЧ диапазоне [19, 21], однако точные данные об этих эффектах пока отсутствуют.

Следует отметить, что в ряде работ [45, 46] делались сопоставления эффектов во время SPE в КВ и СДВ диапазонах и была получена хорошая взаимная корреляция. Упомянем также работу Дриацкого [47], где проведено детальное сопоставление наблюдений SPE в северной и южной полярных областях.

2.5. Явления, связанные с высыпанием электронов

В отличие от явлений, описанных в 2.1—2.4 и имеющих четкую общепринятую классификацию, в области D наблюдаются также различные типы возмущений, которые разными авторами классифицируются по-разному (по принципу связи с магнитными бурями, по широтному признаку и т. д., — см., например, [21, 22]). Видимо, общим для таких явлений является их связь с потоками высыпающихся частиц (главным образом — электронов), поэтому мы объединяем их рассмотрение в данном разделе.

Авроральное поглощение (АП). Это явление наблюдается в зоне аврорального овала в виде, прежде всего, повышенного поглощения на радиометрических частотах. Причиной увеличения поглощения является вторжение электронов с энергией, большей 10—20 кэВ, присутствующих в потоках высыпающихся электронов (с энергией 1—10 кэВ), которые, собственно, и вызывают полярные сияния.

Морфология явления весьма сложна из-за сложности картины высыпания [22, 49]. Различают две области высыпания — диффузационную и дискретную [50], однако в каждом конкретном случае соотношение между этими областями может быть различно. Весьма трудно четко определить понятие длительности явления, поскольку оно зависит от принятой границы $L_{\text{гр}}$, разделяющей спокойные и возмущенные условия. За $L_{\text{гр}}$ принимают весьма различающиеся величины от 0,2 до 1 дБ (ср., например, [49, 51] и [52]), получая, естественно, реальные результаты.

Появление аврорального поглощения приводит, как правило, к исчезновению радиосвязи на КВ трассах, проходящих через авроральную зону (так называемые «блэкауты»). Морфология этих явлений описывалась неоднократно (см., например, [50, 51, 53, 54]); из недавних публикаций отметим работы: Ранта [55] по анализу суточных вариаций L во время АП, Беркли [56] и Джонса [57] по моделированию КВ распространения в авроральной зоне, а также Щуки [58] по связи аврорального поглощения с геомагнитной активностью.

Кроме усиления поглощения во время явлений АП в КВ диапазоне наблюдается еще один эффект, который не относится прямо к области D , но связан генетически с явлениями поглощения. Он состоит в образовании спорадического слоя E_s (согласно Беспрозванной и др. [49, 62] — авроральный тип E_s , объединяющий характерные черты типов « f », « l », « c », « a » и « h » по классификации УРСИ). Появление аврорального E_s по локализации совпадает с областями повышенного поглощения и вторжения потоков электронов [49]. Видимо, мягкая часть спектра этих электронов (несколько кэВ) ответственна за образование E_s , хотя находят корреляцию и со вторжением потоков протонов [49, 59]. Появле-

ние E_s с критическими частотами, достигающими иногда 7—8 МГц [49], приводит к тому, что радиоволны КВ диапазона могут отражаться от области E , а не от области $F2$, как обычно.

В СДВ диапазоне во время явлений АА наблюдаются хорошо выраженные фазовые эффекты, которые свидетельствуют о понижении высоты отражения радиоволн. Амплитудные эффекты, видимо, малы или не выражены вовсе [21, 60].

Свеннесон [61] нашел хорошую корреляцию между сдвигом фазы в СДВ диапазоне и величиной поглощения, зарегистрированного риометрами. Однако в целом, как отмечает ряд авторов, исследовать корреляцию СДВ распространения с явлениями АП весьма сложно из-за упоминавшейся уже сложности пространственной картины высыпания и, таким образом, отсутствия информации о том, что происходит в тот или иной момент в области отражения радиоволн [21, 60].

Магнитосферные суббури. Рассмотренные выше явления аврорального поглощения являются одной из форм проявления эффектов геомагнитных возмущений (в основном — магнитосферных суббури) в полярных широтах.

Во время сильных суббури схожие явления в распространении КВ и СДВ радиоволн могут наблюдаться и на средних широтах [61, 63—65]. Поскольку в данном случае возмущающим ионосферу источником служат потоки тех же электронов с энергией в десятки кэВ, которые вызывают явления АП, локализация областей, где наблюдаются эффекты в распространении радиоволн, прямо связана с тем, насколько низко по широтам опускается граница зоны высыпания. Согласно Потемра и Розенбергу [65] рассматриваемые эффекты могут наблюдаться в средних широтах до $L = 2,5$.

Как и в случае аврорального поглощения, эффекты суббури в средних широтах наблюдаются в виде усиления поглощения на риометрических частотах и сдвиге фазы (до 10—15 мкс [65]) радиоволн СДВ диапазона. При этом амплитуда СДВ сигналов редко претерпевает существенное ослабление ($L < 2 \div 3$ дБ). Описываемые явления наблюдаются, как правило, в ночное время, и их длительность не превышает 3—4 часов [65].

Магнитные бури. С магнитными бурями связывают ряд эффектов в области D , которые часто могут непосредственно переходить друг в друга, образуя одно общее, часто довольно длительное возмущение.

Во время главной и восстановительной фазы геомагнитной бури (по Ларсену [21] — primary storm и after storm соответственно) наблюдаются эффекты в области D , вызванные высыпанием во время бури энергичных электронов с энергиями, большими 40—50 кэВ.

Через несколько дней после начала бури на средних широтах ($L = 2 \div 4$) могут наблюдаться эффекты в распространении радиоволн КВ, ДВ и СДВ диапазонов. Это явление получило название [66] «послебуревого эффекта» (post storm). Подробное описание морфологии явления можно найти в работах Лаутера [67] и Монбриана и Бельроуза [66]. Большинство авторов связывает (см. [68, 69]) послебуревой эффект также с высыпанием (вызванным магнитной бурей, но «задержанным» в магнитосфере [70]) энергичных электронов.

Потоки электронов с энергиями, большими 40 кэВ, неоднократно наблюдались в спутниковых и ракетных экспериментах на средних широтах [71—75]. В ряде работ [25, 76] успешно исследовалась связь послебуревого эффекта с прямыми наблюдениями высокоэнергичных электронов ($E \geq 130$ кэВ), что, как будто, говорит в пользу указанного механизма.

Однако развивающаяся в последнее время концепция метеорологического влияния на область D (см. [27, 28], а также ниже разд. 3) заставляет внимательно рассмотреть возможности объяснения описанного

комплекса явлений изменениями в рекомбинационном цикле процессов за счет изменившихся в результате бури динамического и термобарического режимов страто-мезосфера.

Анализ поведения СДВ и ДВ радиоволн во время и после магнитных бурь проводился неоднократно [63, 65, 68, 76, 77]. Явления в СДВ диапазоне аналогичны наблюдаемым во время суббуровых высыпаний электронов (см. выше), однако их амплитуда может быть весьма различна и не связана прямо ни с баллом бури, ни с интенсивностью (измеренной в прямых экспериментах) потоков электронов.

В ДВ диапазоне картина изменений, связанных с магнитной бурей, представляется более регулярной [68]. Непосредственно после внезапного начала магнитной бури существенных изменений в распространении ДВ не происходит. Во время главной фазы бури эффект наблюдается только в ночное время и состоит в уменьшении амплитуды принимаемого сигнала. Наибольший эффект, состоящий в уменьшении амплитуды сигнала и сдвиге фазы (эквивалентном понижению высоты отражения), наблюдается в течение длительного (несколько дней) периода, начинающегося через 3—4 дня после начала бури. Характерно, что и в этот период ночной эффект выражен ярче, чем в дневное время.

Поведение радиоволн СНЧ диапазона во время послебуровых явлений исследовано хуже, чем ДВ и СДВ, однако есть указания на то, что и СНЧ волны испытывают свои характерные вариации во время этих явлений. Так [78, 79], ослабление сигнала в СНЧ диапазоне на среднеширотных трассах может превышать 5—6 dB, особенно в период 01—03 LT, причем природа такого ослабления до конца не ясна [21].

Высыпание релятивистских электронов (REP). Это явление начало пристально изучаться лишь с середины 60-х годов [80]. Оно наблюдается примерно на тех же геомагнитных широтах ($L = 4,5 \div 6$), что и авроральное поглощение, но в отсутствие заметной авроральной активности.

Явление состоит в том, что в область D вторгаются потоки электронов очень высоких энергий ($E \geq 400 \div 500 \text{ кэВ}$), которые проникают до высот, меньших 70 км. Обычная длительность явления составляет несколько часов, хотя в отдельных случаях она может составлять и несколько дней [81, 21].

Поскольку возрастание ионизации за счет вторжения высокоэнергетических электронов происходит на малых высотах, явления проявляются прежде всего в диапазоне СДВ радиоволн в виде фазовых сдвигов (для коротких трасс, достигающих 50—100 мкс [22]), соответствующих понижению высоты отражения. Однако эффекты в КВ диапазоне также могут быть весьма ощутимы (поглощение на 30 МГц может превышать 10 dB [22]).

Высказываются предположения, что явления REP являются формой суббуровой активности [82, 83]. Однако не все суббури сопровождаются REP, и нет прямой связи между интенсивностью магнитосферного возмущения и наличием или отсутствием REP [21, 22].

Как видно из данного раздела, спектр явлений в области D ионосферы, приводящих к существенным эффектам в распространении радиоволн, достаточно широк. Наблюдаются возмущения разной физической природы, разной длительности, локализации и повторяемости. Очевидно, что в зависимости от природы явления и наших знаний о физике происходящих в нем процессов будет различна и наша возможность предсказать то или иное возмущение.

В заключение этого раздела нужно сделать следующее замечание. Для прогнозирования линий ионосферной радиосвязи (равно как и для решения других практических задач, связанных с ионосферным распро-

странением радиоволн) необходимо прежде всего задание с достаточной точностью параметров среды — $[e]$, v и характеристик их неоднородностей.

В этом плане обсуждение различных типов возмущений в идеале желательно было бы вести в терминах непосредственного изменения указанных физических параметров области D . Однако на сегодняшний день такой подход невозможен из-за отсутствия достаточной информации (сколь-нибудь существенного массива данных о поведении $[e]$ и v во время различных типов возмущений), поэтому все рассмотрение приходится вести в терминах достаточно регулярно наблюдаемых характеристик распространения радиоволн L и $\Delta\Phi$, которые являются опосредованным отражением изменений $[e]$ и v , происходящих в нижней ионосфере.

О сегодняшних возможностях физического и эмпирического моделирования условий в области D , в том числе и во время возмущений, говорится в следующем разделе.

3. ФИЗИКО-ХИМИЯ ОБЛАСТИ D

Физические и химические процессы, происходящие в нижней ионосфере, рассматривались в литературе многократно (см., например, [86–89] и соответствующую библиографию в этих работах). В данной статье не ставится цель дать достаточно подробный обзор всех аспектов сложной картины преобразования заряженных и нейтральных частиц в D -области (этому посвящена отдельная работа автора [90]). То, что будет интересовать нас здесь, можно сформулировать следующим образом: насколько близко в своем изучении физики и химии области D мы подошли к тому, чтобы моделировать (а при наличии необходимых входных данных и прогнозировать) изменения, происходящие в спокойных условиях и во время различного рода возмущений и приводящие к тем эффектам в распространении радиоволн, о которых подробно говорилось выше.

Естественно, ответить на этот сложный вопрос в двух словах нельзя, поэтому ниже мы дадим краткий обзор современных концепций физического моделирования области D и наиболее интересных результатов последних лет.

3.1. Упрощенные схемы против подробных схем

Название раздела точно воспроизводит название одной из недавних статей Митра [91] и хорошо передает сложившуюся ситуацию на «идеологическом» фронте физического моделирования области D .

Первые попытки построения системы процессов, адекватно описывающей поведение основных параметров области D , шли по пути построения все более сложных схем, включающих все мыслимые на данном этапе типы реакций. Появление новых экспериментальных данных (особенно о составе положительных и отрицательных ионов) непрерывно требовало усложнения таких схем и включения все новых и новых химических процессов.

Уже начиная с работ Фергюсона [92, 93], стало ясно, что плюсы таких «подробных» (или «детальных») схем с лихвой покрываются их минусами, которые состоят в том, что в расчеты по таким схемам оказываются вовлеченными многочисленные константы плохо (или совсем не) известных процессов и концентрации (столь же плохо известные) малых атмосферных составляющих. Для примера отметим, что использованная в работе Рида [94] схема преобразования ионов NO^+ в ионы связки включает 26 реакций, константы девяти из которых неизвестны,

схема в работе Свайдера [95] — 41 реакцию (и это далеко не предел, поскольку в нее не включена детальная химия отрицательных ионов) и т. д.

Альтернативой подробных схем являются упрощенные схемы, прообразом которых явилась двухионная модель Хауга и Лэндмарка [96]. В упрощенных схемах детальное описание компонент заменено «узлами» (например, «ионы-связки», «стабильные отрицательные ионы» и т. д.), а многочисленные химические реакции — эффективными каналами (например, каналы $B(NO^+)$ и $B(O_2^+)$ преобразования ионов NO^+ и O_2^+ в ионы-связки на рис. 5).

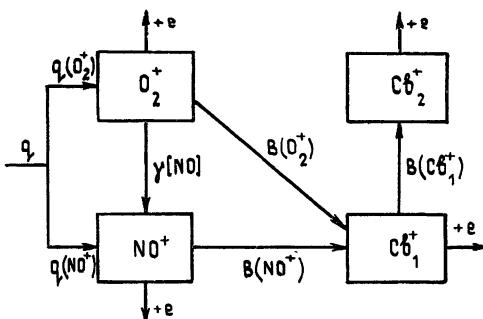


Рис 5 Схема преобразований положительных ионов в области D согласно [101].

Упрощенные схемы не могут, как правило, описать детали изменения химического состава заряженных частиц, однако могут, как будет показано ниже, отразить наиболее существенные вариации параметров ионизационно-рекомбинационного цикла.

В настоящее время несколько групп используют упрощенные схемы области D . Не останавливаясь на деталях, упомянем лишь работы Митра и Ро [97], Чакрабарти и др. [98], Митра и Джайна [99], где читатель может найти примеры описания и использования таких схем.

Здесь мы рассмотрим возможности подобных схем с точки зрения основного лейтмотива данной статьи — моделирования изменений в области D , влияющих на распространение радиоволн, — на примере схемы, разрабатываемой автором и Симоновым [100–102]. Эта схема для области высот, где можно пренебречь отрицательными ионами (ниже мы обсудим этот вопрос подробнее, а пока будем считать высоту 80 км характерной для этой области), приведена на рис. 5.

Как видно из рисунка, схема включает в себя первичную ионизацию O_2 и NO , преобразование O_2^+ в NO^+ по известной ионно-молекулярной реакции, процессы образования ионов-связок Cb_1^+ из первичных ионов $B(O_2^+)$ и $B(NO^+)$, процесс преобразования более простых связок Cb_1^+ в более сложные Cb_2^+ , а также диссоциативную рекомбинацию всех положительных ионов с электронами.

Отличительной чертой этой схемы от описанных ранее [97–99] является введение в нее двух типов ионов-связок с различными коэффициентами диссоциативной рекомбинации $\alpha^*(Cb_1^+)$ и $\alpha^*(Cb_2^+)$. При этом, как видно из схемы на рис. 5, предполагается, что преобразование первичных ионов происходит именно в Cb_1^+ , а последние в свою очередь превращаются в Cb_2^+ по каналу $B(Cb_1^+)$. Считается, что для ионов Cb_2^+ нет других путей гибели, нежели диссоциативная рекомбинация с высокой константой $\alpha^*(Cb_2^+)$.

Необходимость предположения о существовании двух типов ионов-связок и проверку его правильности, а также оценку эффективности

канала $B(Cv_1^+)$ можно найти в работах [100, 101], поэтому здесь мы на этом останавливаться не будем.

Рассмотрим теперь несложную математику, к которой приводит данная схема.

Общеизвестное уравнение баланса ионизации

$$q = \alpha_{\text{эфф}}[e]^2, \quad (8)$$

где $\alpha_{\text{эфф}}$ — эффективный коэффициент рекомбинации, являлось бы решением всей проблемы моделирования (т. е. давало бы автоматически распределение электронной концентрации при заданном источнике ионизации q), если бы (как и предполагалось на заре развития физики ионосферы) величина $\alpha_{\text{эфф}}$ являлась константой на каждой фиксированной высоте.

Реально, однако, величина $\alpha_{\text{эфф}}$ сильно изменяется в зависимости от условий, что и приводит к сложности построения физических моделей области D .

В случае, когда отрицательными ионами можно пренебречь (а мы пока рассматриваем верхнюю часть области D , где имеет место именно этот случай), величина $\alpha_{\text{эфф}}$ определяется только средней скоростью диссоциативной рекомбинации всех положительных ионов: $\alpha_{\text{эфф}} = \bar{\alpha}^*$. В рамках рассматриваемой здесь схемы величина $\alpha_{\text{эфф}}$ тогда записывается в виде

$$\alpha_{\text{эфф}} = \bar{\alpha}^* = \frac{\alpha^*(NO^+, O_2^+) + \bar{\alpha}^*(Cv^+) f^+}{1 + f^+}. \quad (9)$$

Здесь $\alpha^*(NO^+, O_2^+)$ — константа диссоциативной рекомбинации для первичных ионов NO^+ и O_2^+ , а $\bar{\alpha}^*(Cv^+)$ — среднее значение этой константы для ионов-связок, которое при наличии двух типов ионов Cv_1^+ и Cv_2^+ может быть записано в виде

$$\bar{\alpha}^*(Cv^+) = \frac{[Cv_1^+] \alpha^*(Cv_1^+) + [Cv_2^+] \alpha^*(Cv_2^+)}{[Cv_1^+] + [Cv_2^+]}, \quad (10)$$

или, с учетом канала $B(Cv_1^+)$ и уравнения баланса для ионов Cv_2^+ ,

$$\bar{\alpha}^*(Cv^+) = \frac{\alpha^*(Cv_1^+) + B(Cv_1^+)/[e]}{1 + B(Cv_1^+)/\alpha^*(Cv_2^+) [e]}. \quad (11)$$

Рассмотрим теперь подробнее величину f^+ , которая представляет собой соотношение между количеством первичных ионов и общим количеством ионов-связок [102]:

$$f^+ = [Cv^+]/[NO^+] + [O_2^+]. \quad (12)$$

Анализу поведения f^+ на основании масс-спектрометрических измерений ионного состава области D были посвящены работы автора и Симонова [102–104]. Не останавливаясь здесь на деталях, отметим главное — величина f^+ на данной высоте испытывает два основных типа вариаций — в зависимости от сезона и от электронной концентрации на данной высоте:

$$f_0^+ = f_0^+(N)/\bar{\alpha}^*(Cv^+) [e], \quad (13)$$

где N — день года, а $f_0^+(N)$ — величина f^+ для данного N , приведенная к $[e] = 10^3 \text{ см}^{-3}$. Величина $\bar{\alpha}^*(Cv^+)$ является функцией $[e]$ в соответствии с (11).

Анализ экспериментальных данных об f_0^+ позволил [101] построить зависимость $f_0^+(N)$ для различных высот в области D (на рис. 6 приведен пример для 80 км) и найти аналитическую аппроксимацию этой зависимости, которая может быть использована для дальнейшего анализа модельных возможностей рассматриваемой схемы. Следует обратить внимание на то, что амплитуда сезонных вариаций f_0^+ на рис. 6 существенно различна для средних широт и полярной области, что говорит о том, что будет соответственно различаться и сезонный ход $\alpha_{\text{эфф}}$. За дальнейшими деталями вывода и обоснования формулы (13) мы отсылаем читателя к недавней работе [101].

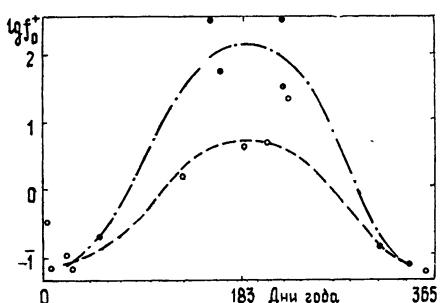


Рис. 6. Зависимость f_0^+ от номера дня года N согласно [101]. Точки — экспериментальные данные по f_0^+ , пересчитанные к $[e] = 10^3 \text{ см}^{-3}$; кривые — тенденция изменения f_0^+ , светлые точки — средние ($\phi \approx 40^\circ$) и темные точки — высокие ($\phi \approx 60^\circ$) широты

Этот канал мы пока не можем отождествить ни с одним конкретным физическим процессом, поэтому невозможно оценить $B(Cv_1^+)$, исходя из лабораторных данных о константах реакций. Однако уже упоминавшиеся оценки $B(Cv_1^+)$ по данным об ионном составе [100] представляются достаточно надежными, чтобы их можно было использовать при рассмотрении описываемой модели.

Константы диссоциативной рекомбинации для ионов NO^+ и O_2^+ хорошо известны и близки между собой, что позволяет принимать среднее значение $\alpha^*(\text{NO}^+, \text{O}_2^+)$ около $5 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ [90]. Лабораторные измерения α^* для протонно-гидратных связок [105, 106] совместно с оценками по ионосферным данным позволяют принять: $\alpha^*(\text{Cv}_1^+) \approx 2 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ и $\alpha^*(\text{Cv}_2^+) \approx 1,5 \cdot 10^{-5} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$.

Как видно из приведенных значений α^* , величина $\alpha_{\text{эфф}}$ согласно формулам (9) и (11) должна, следуя за изменением состава, меняться на полтора порядка (!) от $5 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ в случае, когда имеются только ионы NO^+ и O_2^+ , а доля ионов-связок пренебрежимо мала, до $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ в ситуации, когда доминируют ионы-связки Cv_2^+ .

Очевидно, что такое значительное изменение $\alpha_{\text{эфф}}$ должно приводить в силу уравнения (8) к существенно разной реакции ионосферы на одно и то же воздействие (т. е. на одни и те же величины q). Так, на 80 км летом, когда величины f_0^+ в 10—20 раз выше, чем зимой (см. рис. 6), и, следовательно, выше $\alpha_{\text{эфф}}$, одно и то же значение q (скажем, $10^2 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$) приведет к меньшим величинам $[e]$, чем зимой. Подтверждение этому можно найти в данных двух явлений ППШ (зимнего — ноябрь 1969 г. и летнего — август 1972 г.), подробно описанных в литературе [107, 108]. В табл. 2 для иллюстрации приведены величины q и $[e]$, измеренные во время обоих явлений при близких величинах $[e]$ ($3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ на 80 км и $2 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ на 70 км). Различие в величинах q между летом и зимой говорит само за себя — летом требуется почти на

Как нетрудно видеть, формулы (8), (9), (11) и (13) представляют собой весьма простую в аналитическом отношении модель области D , позволяющую при заданном q найти распределение $[e]$ (которое, собственно, и интересует нас прежде всего, когда мы говорим о влиянии области D распространения радиоволн), если известны константы α^* и эффективность канала $B(\text{Cv}_1^+)$.

порядок более сильный источник ионизации, чтобы создать те же концентрации электронов.

Высоты 75—80 км являются наиболее чувствительными к изменению условий с точки зрения вариаций ионного состава и соответствующих вариаций $\alpha_{\text{эфф}}$. На 70 км всегда доминируют ионы-связки, поэтому условие $\alpha_{\text{эфф}} = \alpha^*(\text{NO}^+, \text{O}_2^+)$ не достигается никогда и $\alpha_{\text{эфф}}$ может меняться лишь в пределах $\alpha^*(\text{Cv}_1^+) - \alpha^*(\text{Cv}_2^+)$. Выше 80 км доля ионов-связок резко падает, и уже на 90 км эти ионы не оказывают влияния на величину $\alpha_{\text{эфф}}$.

Таблица 2

Параметры ионизационно-рекомбинационного цикла, измеренные во время ППШ при близких $[e]$ зимой [107] и летом [108]

$h, \text{км}$		Зима	Лето	
70	$\frac{q}{[e]}$ $\alpha_{\text{эфф}}$	4,0 (2)*	1,2 (3)	—
		1,8 (4)	2,0 (4)	—
		1,2 (— 6)	2,9 (— 6)	—
80	$\frac{q}{[e]}$ $\alpha_{\text{эфф}}$	1,2 (2)	3,0 (3)	2,3 (3)
		3,0 (4)	3,4 (4)	3,3 (4)
		1,3 (7)	2,6 (— 6)	2,1 (— 6)

$$* 4,0 (2) = 4,0 \cdot 10^2.$$

Таким образом, рассмотренная модель позволяет описать (а следовательно, и предсказать на будущее) различную реакцию верхней области D на возмущения (солнечные вспышки, ППШ вторжения потоков электронов) одинаковой мощности в зависимости от сезона. Прекрасным подтверждением реальности такого различия и его влияния на распространение радиоволн является недавняя работа Дохерти [109], более подробно описанная в разд. 4.

В разд. 4 мы обсудим также возможности использования физических моделей (и в том числе описанной выше) для прогнозирования. Сейчас отметим лишь, что все рассмотрение проведено здесь для условий, когда при рассмотрении баланса ионизации можно пренебречь отрицательными ионами. Вопрос о том, где располагается та высота h_p , выше которой это справедливо, является достаточно сложным и выходит за рамки данной статьи. Примем для определенности (подробнее см. недавнюю обзорную работу автора [90]), что величина $\lambda = [X^-]/[e]$ равна единице днем и во время возмущений на 70 км, а ночью в спокойных условиях — на 80 км. Это и будет h_p — нижняя граница области, где применима любая модель, описывающая только электроны и положительные ионы.

Для высот, меньших приведенной высоты h_p , положение с физическим моделированием поведения заряженных частиц обстоит гораздо хуже, чем для области $h > h_p$. Краткости ради мы не будем здесь подробно описывать построения фотохимических схем с участием отрицательных ионов, отсылая читателя к уже упоминавшимся обзорам [86–90], а постараемся сформулировать сразу основные трудности и проблемы.

Величина $\alpha_{\text{эфф}}$ в уравнении (8), являющимся основой любого физического моделирования в нижней ионосфере, в общем случае записывается в виде

$$\alpha_{\text{эфф}} = (1 + \lambda)(\bar{\alpha}^* + \lambda\alpha_{\text{вз}}), \quad (14)$$

где $a_{\text{вз}}$ — константа скорости процесса взаимной нейтрализации. Выше мы рассмотрели возможности физического моделирования для условий, когда $\lambda < 1$ ($h > h_p$) и $a_{\text{эфф}}$ определяется вариациями α^* , т. е. вариациями ионного состава.

На высотах, меньших h_p , вариации состава положительных ионов малы — в любых условиях доминируют ионы-связки и величина $\bar{\alpha}^*$ меняется мало ($\bar{\alpha}^* \approx 10^{-5} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$). Оснований для предположения сильных вариаций константы $a_{\text{вз}}$ также нет, поэтому считается, что все вариации $a_{\text{эфф}}$ определяются изменениями соотношения между количеством отрицательных ионов и электронов. Таким образом, для построения физической модели нижней части области D нужна прежде всего модель λ .

Следует отметить, что на высоте 60 км, которую можно рассматривать как характерную для нижней части области D , скорость ионизации q определяется космическими лучами и поэтому остается практически неизменной за исключением случаев сильных возмущений (очень значительные вспышки и явления ППШ, вторжение релятивистских электронов). В то же время электронная концентрация на этой высоте согласно экспериментальным данным претерпевает существенные изменения, что в силу вышесказанного свидетельствует в пользу существенных вариаций величины λ .

Возможности построения реальной физической модели λ , однако, в настоящее время близки к нулю. Величина λ определяется сложной системой процессов преобразований электронов в отрицательные ионы и обратно, а также отрицательных ионов различных типов друг в друга (см., например, [110–112]). Любые конкретные расчеты с помощью такой системы процессов упираются в отсутствие надежной информации об эффективности (константах скорости) ряда этих процессов, а также о концентрациях участвующих в них малых составляющих (NO , $\text{O}_2(^1\Delta_g)$, O , O_3 и т. д.). Именно изменения концентраций малых составляющих из-за изменения температуры, влажности, циркуляционного режима мезосферы и стратосферы и т. д. приводят к вариациям величины λ , которые, в свою очередь, определяют вариации количества электронов и положительных ионов при неизменной q . Возможности же прогнозирования изменений указанных метеорологических параметров на высотах области D пока отсутствуют.

В силу трудностей экспериментального порядка весьма ограничены и возможности построения эмпирических моделей λ . Прямые одновременные измерения на ракетах $[X^+]$ и $[e]$ зондовыми методами дают очень большой разброс значений λ на фиксированной высоте (см., например, [113]). При этом остается неясным, какая часть этого разброса обусловлена ненадежностью самих зондовых измерений (весомой большой, как считают многие исследователи), а какая — реальными вариациями λ , вызванными упомянутыми выше метеорологическими фактами.

Следует отметить, что в настоящее время единственным типом вариаций λ , который считается установленным надежно по косвенным оценкам, является уменьшение λ на заданной высоте с ростом интенсивности ионизации (см. [87, 113–115]). Этот качественный, но весьма важный вывод означает, что при увеличении q во время вспышек, явлений ППШ и т. д. ионосферный эффект на рассматриваемых высотах усиливается за счет одновременного с ростом q уменьшения $a_{\text{эфф}}$ из-за уменьшения λ . Однако возможности для количественной оценки зависимости λ от q , необходимой для моделирования, пока отсутствуют. Отсутствуют и сведения о каких-либо сезонных вариациях λ , которые можно ожидать, поскольку определяющие λ метеорологические пара-

метры (особенно влажность, температура и концентрация озона) должны испытывать заметные изменения с сезоном.

Таким образом, резюмируя изложенное в данном разделе, можно сказать, что для большей части области D (где-то выше 70 км в дневных и возмущенных условиях) существуют схемы ионизационно-рекомбинационного цикла, которые можно рассматривать как исходный материал для прогностических схем. В нижней части области (там, где $\lambda > 1$) имеется еще слишком много неясностей, и о построении таких схем говорить пока рано.

4. ВОЗМОЖНОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Как показало подробное обсуждение во время упоминавшегося уже семинара в Боулдере, заказчиков-потребителей прогнозов состояния нижней ионосферы можно разбить на две принципиальные группы. К первой относятся потребители, заранее планирующие различные аспекты распространения радиоволн. Очевидно, что им необходимы средние (медианные) характеристики спокойных условий, даваемые с относительно большой заблаговременностью. Иначе говоря, речь идет о долгосрочном прогнозе.

Ко второй группе относятся потребители, которым необходимо оперативное оповещение о различных событиях, затрагивающих нижнюю ионосферу и подробно описанных выше в разд. 2 (ВИВ, ППШ, АП и т. д.). В данном случае речь идет о краткосрочном прогнозе ионосферных возмущений.

Именно в плане такого разделения мы и рассмотрим сегодняшние возможности и перспективы прогнозирования состояния нижней ионосферы.

4.1. Долгосрочное прогнозирование

Как уже говорилось выше, основной эффект нижней ионосферы в КВ диапазоне состоит в поглощении радиоволн. В случае долгосрочного прогнозирования речь идет, очевидно, о модели среднего поглощения L в невозмущенных условиях в зависимости от различных параметров, которые при прогнозировании являются входными, как-то: солнечная активность, сезон, время суток, географические координаты. Очевидно, что такая модель необходима (вместе с моделью изменения в зависимости от тех же параметров критических частот области $F2$) для прогнозирования амплитуд сигнала на различных частотах радиолиний КВ диапазона.

Построение модели поглощения в спокойных условиях основывается на систематизации данных об L , полученных на разных станциях в разные периоды времени. Первые работы по такой систематизации появились уже достаточно давно (см. [117, 116]), и в настоящее время в этом направлении получены обнадеживающие результаты.

Наибольшие успехи достигнуты для низкоширотной области D . Мы уже упоминали в разд. 2 работы групп Ганалингама [3, 5] и Оинлое [6–8], в которых были получены аналитические выражения для зависимости величины L на 2,2 МГц от солнечной активности, зенитного угла Солнца и времени суток. Фактически выражение (4) можно считать первым приближением модели распределения L . Рис. 7, взятый из работы [8], дает сравнение предсказанных и наблюдаемых величин L для Фрайбурга в период высокой и низкой активности.

Вопрос о моделировании L в низкоширотной ионосфере с акцентом на прогнозирование распространения радиоволн КВ диапазона подробно рассмотрен в недавней работе Котадиа и др. [9]. Авторы [9] получили линейную зависимость L на 2,5 МГц от индексов солнечной активности R и F_{10} типа:

$$L = a_0(1 + bR) \cos^h \chi, \quad (15)$$

где коэффициенты a_0 , b и h являются функциями частоты и сезона и определены на основании анализа большого массива наблюдений за 1972—1978 годы.

Выражение (15) вполне может быть использовано как прогностическая модель поглощения*, что авторы [9] и демонстрируют на примере расчета амплитуды радиосигнала на односкачковой трассе в районе Ахмедабада.

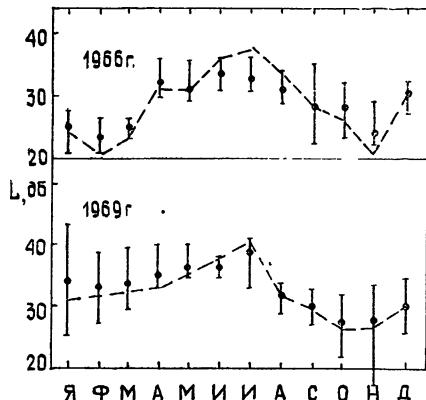


Рис. 7. Сравнение предсказанных и наблюдавшихся величин $L_{2,2}$ во Фрайбурге согласно Оинлое [8]

рыва длился несколько дней, а то и недель. В таких условиях само понятие «невозмущенных условий» становится весьма расплывчатым и в какой-то мере теряет смысл.

Тем не менее, систематизации поглощения в средних широтах было посвящено достаточно много работ [1, 118—122], на основе которых созданы различные прогностические схемы и программы расчета поглощения (например, программы «Bluedeck» или МККР, см. [19]). Такие схемы относительно надежно работают в летнее полугодие, особенно в период низкой солнечной активности. В зимние месяцы из-за сильной изменчивости области D (зимняя аномалия) даже в отсутствие геомагнитных возмущений использование средних величин L мало надежно и необходим прогноз явлений ЗА, о котором будет говориться ниже.

Наиболее сложную проблему представляет собой долгосрочный прогноз поглощения в высоколатитурной ионосфере. В разд. 2 уже говорилось о работах по изучению регулярного поглощения в высоких широтах. К сожалению, такие работы далеко не всегда (за исключением, может быть, периодов глубокого минимума солнечной активности) можно использовать для практического прогноза условий распространения радиоволн, поскольку число невозмущенных дней, к которым относится регулярное поглощение, ограничено. По этой же причине не дают достаточно точности при прогнозировании поглощения в высоких широтах уже упоминавшейся схемы и алгоритмы, хотя в некоторых из них заложена грубая корректировка на высоколатитурные эффекты.

* Здесь необходимо отметить, что поглощением L , измеряемое при вертикальном зондировании, просто пересчитывается в поглощением при наклонном зондировании L^h , необходимое для решения задач распространения радиоволн, лишь при работе на частотах КВ диапазона, отражающихся от области F . При работе на средних волнах и на малых частотах КВ диапазона, отражающихся от области E , вычисление L^h из L требует учета так называемого «отклоняющего поглощения», для чего необходимо знание профиля $[e]$ и v в верхней части области D и нижней части области E .

Наибольший вклад в «возмущенное» поглощение в высоких широтах вносят явления ППШ и АП. О возможностях прогнозирования отдельных возмущений типа ППШ будет говориться во второй части данного раздела. Попытки систематизации данных об авроральном поглощении делались неоднократно (см. [49, 123, 124]). МККР выпущена прогностическая схема [125] с учетом аврорального поглощения, основанная на большом статистическом материале. Проверка показала, что эта схема более пригодна для долгосрочного поргнозирования поглощения в высоких широтах, чем упоминавшиеся выше схемы и программы [19].

Как уже отмечалось выше, одним из важных моментов использования СДВ является навигационная система «Омега». Методы прогноза фазовой скорости сигналов «Омега» с учетом регулярных изменений как в области D , так и на поверхности Земли описывались неоднократно (см. [14–16]) и успешно применяются в практике навигации. В работах [17, 18] для частот 150–1600 кГц и менее 150 кГц соответственно представлены кривые напряженности поля, которые используются для долгосрочного прогноза распространения радиоволн этого диапазона.

Для решения некоторых практических задач, связанных с распространением радиоволн, недостаточно знания просто характеристик распространения радиоволн определенного диапазона (L в случае КВ, сдвиг фазы $\Delta\Phi$ — в случае СДВ и ДВ), а требуется вертикальная структура области D , т. е. высотный профиль электронной концентрации.

Естественно, прогнозирование высотного профиля $[e]$ связано с еще большими трудностями, чем прогнозирование более общих параметров L и $\Delta\Phi$. Основой такого прогнозирования могут быть либо эмпирические, либо физические модели.

Эмпирическое моделирование области D развито не так сильно, как моделирование области F . Причина лежит здесь прежде всего в трудностях получения надежного исходного материала о профилях $[e]$ ниже 90 км, а также в существенно большей изменчивости $[e]$ в области D , чем в остальной части ионосферы, особенно в зависимости от метеорологических условий (подробнее см. [27]).

Тем не менее имеются попытки систематизации измерений $[e]$ и построения эмпирических моделей, пригодных (хотя бы в первом приближении) для целей прогнозирования. Отметим прежде всего детальную работу Дэвиса и Берри [126], основанную на базе данных, подготовленной Макнамара [127], и Международную справочную модель ионосферы (IRI-78) [128], подготовленную рабочей группой под эгидой КОСПАР и УРСИ.

Детальное сравнение IRI-78 с данными измерений в области D различными методами можно найти в работе [129]. В этой работе на основании сравнения с данными измерений методом частичных отражений показано, что модель IRI-78, давая в целом разумные значения электронной концентрации, не в силах воспроизвести деталей индивидуальных профилей $[e]$ в области D , а также сильных вариаций $[e]$ при неизменных геофизических условиях.

Сравнение с моделями, основанными на усреднении СДВ данных, показало, что в летних дневных условиях модель IRI-78 хорошо согласуется с СДВ данными, а зимой наблюдаются систематические отличия в $[e]$, достигающие иногда порядка величины (см. рис. 8, взятый из работы [129]).

О проблемах физического моделирования подробно говорилось в разд. 3. В принципе упрощенная схема, рассмотренная в этом разделе, позволяет однозначно связать электронную концентрацию со скоростью ионизации, т. е. прогнозировать $[e]$ при наличии прогноза q . Преимущество этой схемы в том, что она учитывает разную для разных

сезонов реакцию области D на одно и то же внешнее воздействие (один и те же q) за счет учета сезонных вариаций ионного состава. Трудности практического воплощения состоят, однако, в сложности задания самих q из-за изменчивости ионизующих агентов и ионизуемых компонент. Тем не менее, для получения средних профилей $[e]$ в D -области такая схема, по мнению автора, вполне пригодна и может дать не меньшую точность долгосрочного прогноза, чем описанные выше эмпирические модели.

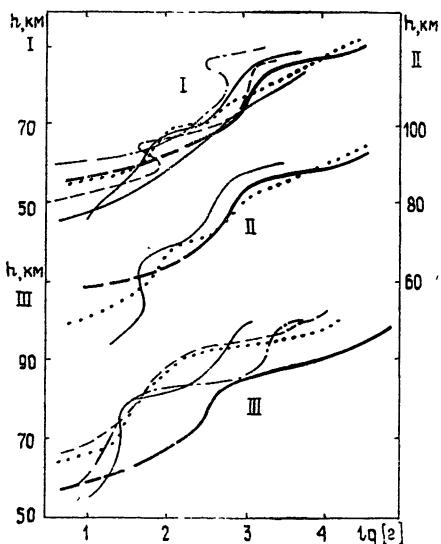


Рис. 8. Сравнение модели IRI-78 с моделями области D , основанными на СДВ данных. Жирная линия — IRI-78, тонкие линии — СДВ модели, построенные различными авторами (бюлл. см. в [129]).
I и II — лето, высокая и низкая солнечная активность соответственно,
III — зима.

Следует иметь в виду, что, говоря о долгосрочном прогнозе, мы, как правило, имеем в виду изменение средних (медианных) характеристик в спокойных условиях. Может, однако, возникнуть потребность в оперативной корректировке долгосрочного прогноза для конкретных дат в спокойных

условиях. В настоящее время возможности такой корректировки (краткосрочного прогноза) весьма ограничены из-за сложного характера поведения области D в спокойных условиях, особенно в зимнее время. Основной акцент в проблеме краткосрочного прогнозирования делается сейчас на прогнозе поведения области D и соответствующих условий распространения радиоволн во время различных возмущений, чему и посвящен следующий раздел.

4.2. Прогнозирование возмущений

Говоря о прогнозе возмущений в D -области (т. е. изменений, происходящих в самой ионосферной плазме и в характеристиках распространения радиоволн, на которые она влияет), необходимо четко понимать, что речь идет о многоступенчатом прогнозе.

Первая «ступенька» — прогнозирование солнечного или геофизического явления (например, солнечной вспышки или высыпания авроральных электронов), которое непосредственно оказывает влияние на нижнюю ионосферу. Вторая — при заданных характеристиках этого явления предсказание реакции на него ионосферы в заданном районе. В некоторых случаях эта схема будет трехступенчатой, например, в случае явлений ППШ: прогноз вспышки, прогноз характеристик потока протонов от этой вспышки, прогноз реакции ионосферы на поток протонов с данными характеристиками. Однако, если мы «стартуем» в своем прогнозе с момента уже произошедшей вспышки, схема, очевидно, вновь становится двуместной.

Полной схемы прогнозирования возмущений в области D в настоящее время, естественно, не существует и не сформулировано даже общего подхода к проблеме построения такой схемы. Вся работа, которая ведется в настоящее время, находится на уровне «ступенек» для

конкретных типов явлений и, как правило, для ограниченного набора реальных условий.

ВИВ. Этот тип возмущений всецело связан с солнечными вспышками, и потому возможности прогнозирования ВИВ упираются в развитие прогноза вспышек. Последний представляет собой общеизвестную и очень сложную проблему, которой посвящена обширная литература (см., например, специальный том Трудов Семинара в Боулдере [130]) и обсуждение которой выходит за рамки данной статьи.

Однако, коль скоро мы имеем прогноз солнечной вспышки, встает вопрос о реализации второй «ступеньки» — прогнозировании реакции нижней ионосферы и характеристик распространения радиоволны. Соответствующие исследования показывают, что эта реакция может быть весьма различна (даже для вспышек одного балла) в разных условиях.

Так, Дохерти [109] показал, что реакция радиоволн ДВ диапазона на солнечные вспышки сильно зависит от сезона и широты. В высоких (60° N) широтах сезонный ход максимален (летом около 70% всех вспышек приводит к задержке фазы, зимой — всего несколько процентов), тогда как на низких (26° N) широтах он почти отсутствует (в течение всего года реакция на вспышки состоит в задержке фазы). Поскольку предполагается, что поток рентгеновского излучения у вспышек одного класса одинаков, отмеченные в [109] различия могут означать лишь существование значительных сезонных и широтных вариаций параметров ионизационно-рекомбинационного цикла в области D . Очевидным следствием отсюда является утверждение, что мы должны построить схему этого цикла с учетом таких вариаций, чтобы иметь возможность адекватно описывать реакцию нижней ионосферы на вспышки.

О построении схем и о выявлении сезонных вариаций состава и эффективного коэффициента рекомбинации уже говорилось выше. Отметим здесь в связи с этим лишь два обстоятельства. Первое — было показано (см. [20, 131, 132]), что ионизация рентгеном вызывает уменьшение эффективного коэффициента рекомбинации и тем самым усугубляет эффект вспышки. Второе — реакция области D на вспышку зависит от исходного состояния ионосферы до явления (количества окиси азота, определяющей фоновую скорость ионизации), что весьма усложняет всю проблему прогнозирования конкретных ионосферных эффектов вспышек. Тем не менее, Свенсоном и Левине [15] (см. также [19]) разработана и опробована система оперативного прогнозирования фазовых изменений во время вспышек для системы «Омега».

Ионосферные наблюдения за эффектами вспышек, видимо, могут быть использованы для прогнозирования вызываемых вспышкой явлений. Так, Митра и Сайн [133] получили, что контроль за эффектом SCL (изменения во время ВИВ поглощения на ДВ радиотрассах) позволяет предсказать вероятность появления и приблизительное время начала последующей магнитной бури. Мировой патруль SCL предлагается авторами [133] как основа оперативного прогнозирования магнитных бурь после солнечных вспышек.

В работе [134] предложен способ «перешагнуть» первую «ступеньку» и заранее прогнозировать непосредственно ВИВ, минуя стадию прогноза вспышки. В качестве предиктора авторы [134] рассматривают поток (среднесуточную эффективную antennную температуру T_a) солнечного радиоизлучения на волне 3,2 см и вводят параметры k_3 и k_4 :

$$k_3 = (T_a^3 - T_a^0) / T_a^0, \quad k_4 = (T_a^4 - T_a^0) / T_a^0, \quad (16)$$

где T_a^0 , T_a^3 и T_a^4 — значения T_a соответственно в день начала медленного увеличения T_a , а также тремя и четырьмя днями позже. Сопоставление с ВИВ по данным о радиосвязи (что имеется в виду конкретно,

к сожалению, в работе [134] не говорится) показало, что ВИВ наблюдаются, только если величина k_3 превышает 5,5%. Вероятность появления ВИВ составляет в этом случае около 70%, причем с вероятностью 75% возмущение (если оно наступит) придется на третий-девятый день после достижения предыдущего минимума на кривой T_a . Аналогичная граница (7%) получена и для k_4 . Такие сопоставления (учитывая доступность данных о солнечном радиоизлучении) могут оказаться очень важным шагом к построению практических схем прогнозирования ионосферных эффектов солнечных вспышек до того, как вся проблема прогноза вспышек будет решена в целом.

ППШ. Здесь дело обстоит несколько лучше, чем с прогнозом других ионосферных возмущений. Неоднократно было показано (см., например, [38, 45, 135, 136]), что максимальное поглощение во время явления ППШ можно связать с характеристиками спектра протонов, вызвавших это явление.

Бакши и Баррон [137, 138] подробно исследовали вопрос о связи спектра протонов с солнечным радиоизлучением и получили эмпирические формулы, дающие эту связь. Для следующей «ступеньки» — связи спектра с поглощением — авторы получили зависимость L от двух характеристик спектра — потока протонов с энергией, большей заданной величины E_0 , $J(E_0)$ и жесткости спектра β :

$$L = a(\lg J(E_0) + \alpha \lg \rho) + b, \quad (17)$$

где $\rho = \rho(\beta)$, a , b и α — эмпирически подобранные константы.

На основе комбинации работ по обеим «ступенькам» Бакши и Баррон [139] предложили схему прогноза: радиоизлучение Солнца $\rightarrow (J(E_0) \text{ и } \beta) \rightarrow L$, которая может быть реализована в оперативной работе. Ограничениями этой схемы являются пригодность ее только для достаточно сильных ($J(10 \text{ МэВ})$ больше 100 протонов/ $\text{см}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{стэр}$) событий, а также то, что она дает информацию только о максимальном поглощении во время ППШ. Дальнейшее уменьшение $L(t)$ в ходе явления при этом остается неизвестным.

Как уже отмечалось выше, прогнозирование области D в зимний период означает прогнозирование развития явлений ЗА. Только относительно недавно стала понятна физика явлений ЗА (см. [27–29]), в частности — их тесная связь с изменениями метеорологических характеристик — температуры, турбулентности, ветра. Предсказывать изменение этих характеристик на высотах области D мы в настоящее время практически не в силах, поэтому невозможен пока реальный краткосрочный прогноз отдельных явлений ЗА. Положение усугубляется тем, что явления ЗА имеют пятнистую пространственную структуру с характерными размерами около 1000 км [140, 141], причем эта структура определяется, видимо, крупномасштабными динамическими процессами — циркуляцией и ветрами.

Очень плохо обстоит дело с прогнозом явлений, связанных с высыпанием заряженных частиц из магнитосфера (АП, послебуревая ионизация, REP, см. выше п. 2.5). Фактически, для того, чтобы всерьез говорить о прогнозировании таких явлений, необходимо иметь схему прогноза состояния магнитосферы, что пока, увы, является лишь мечтой.

О статистическом подходе к анализу явлений АП для долгосрочного прогнозирования мы уже говорили в первой части данного раздела. Отметим здесь, что ведутся работы по изучению морфологии появления и развития явлений АП (например, работы Харгривса [142–144]), которые могут в обозримом будущем стать основой для краткосрочного прогноза, например для предупреждения о возникновении поглощения на более высоких широтах при появлении первых признаков АП на $L \approx 5,5$ [142]. К сожалению, однако, многообразие вариаций от явления

к явлению, отсутствие единой картины развития АП ставит серьезные препоны на этом, в принципе, перспективном пути развития краткосрочного прогноза АП.

Харгривс [145] предположил также интересный способ использования риометрического поглощения для прогнозирования состояния полярной ионосферы, состоящий в регистрации так называемых «шипов» (spikes) — явлений, при которых электронная концентрация на $h \approx 90$ км в ограниченной области (несколько десятков километров в диаметре) может достигать 10^6 см^{-3} . Согласно Харгривсу [145] появление шипов с высокой вероятностью предвещает суббурю и появление аврорального поглощения.

Отметим также упомянутую в [19] работу Спелдика и Лайонса, в которой предлагается схема прогнозирования q за счет высыпающихся электронов во время и после магнитной бури на основе наблюдения низкочастотных плазмосферных шумов. Если метод окажется жизненным, он даст основу для количественного прогноза изменений в D -области, связанных с магнитными бурями. Однако требуется детальная проверка метода на хорошем статистическом материале.

Хотя ясно, что явления REP также связаны с магнитными бурями, не существует ни адекватного физического описания процесса, ни достаточного статистического материала, которые могли бы быть положены в основу прогностических схем.

В заключение этого раздела следует отметить, что в высокоширотной ионосфере конкретные последствия данного возмущения (скажем, ППШ или АП) для распространения радиоволн всецело зависят от характера радиотрассы. Так, во время даже сильных явлений ППШ, когда полностью отсутствует прохождение радиоволн КВ диапазона для полярных трасс, на авроральных трассах связь может быть вполне устойчивой и, наоборот, во время явлений АП авроральные и трансавроральные трассы испытывают сильные возмущения, а для полярных трасс достигается высокая надежность радиосвязи ($>95\%$) [146].

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, изменения состояния области D приводят к разнообразным эффектам в распространении радиоволн различных диапазонов от СНЧ до УКВ. Некоторые эффекты достаточно хорошо изучены количественно (скажем, поглощение радиоволн КВ диапазона в низких широтах), другие требуют пополнения статистического материала (явления REP, послебуревые эффекты).

Физико-химия нижней ионосферы весьма сложна и находится в стадии активного изучения. В обозримом будущем трудно ожидать создания пригодных для практических целей детальных схем ионизационно-рекомбинационного цикла из-за огромных трудностей построения моделей малых нейтральных составляющих на высотах области D . Более перспективными являются упрощенные схемы (типа схемы, описанной в разд. 3), которые могут быть положены в основу теоретических или гибридных моделей, пригодных для целей прогнозирования.

Проблема прогноза состояния области D и ее влияния на распространение радиоволн четко разбивается на две части. Первая касается долгосрочного прогнозирования средних (медианных) значений параметров (L , $\Delta\Phi$, профили $[e]$ и т. д.) в невозмущенных условиях. Эта часть проблемы может быть решена (и уже решается) на основе статистических или физических моделей. Привлечение математических методов обработки совместно с вычислительной техникой позволит в ближайшем будущем создать достаточно сложные и детальные прогностические схемы и в этом плане приблизиться к ситуации, которая имеется для медианного прогноза параметров области $F2$.

Вторая часть проблемы касается краткосрочного прогноза различных возмущений в области D и распространения радиоволн. Здесь кроме очевидной проблемы прогнозирования внешних по отношению к ионосфере событий, которые вызывают эти возмущения, остро стоит вопрос о реакции различных частей области D на такие события. Физические модели области D на их сегодняшнем уровне уже позволяют объяснить и предсказать различную реакцию электронной концентрации на один и тот же возмущающий источник в зависимости от условий (сезон, высота и т. д.). Требуется, однако, большая дальнейшая работа в области физического моделирования, прежде чем удается построить достаточно общую модель возмущений в нижней ионосфере, пригодную для прогностических задач.

Статистическое прогнозирование позволяет в ряде случаев уже сегодня построить картину «среднего возмущения» данного типа (скажем, ППШ). Однако разнообразие реальных явлений приводит к тому, что разброс наблюдаемых ионосферных параметров относительно модели среднего возмущения может быть весьма велик. Перспективное направление статистического прогнозирования представляет и поиск изменений в области D или характеристиках распространения, способных выступать как предикторы надвигающихся явлений (магнитная буря, авроральное поглощение и т. д.).

Все сказанное в данной статье призвано подчеркнуть необходимость детального изучения физики области D и связи наблюдаемых (особенно во время возмущений) эффектов в распространении радиоволн с физико-химическими процессами, происходящими в этой области. Только дальнейшие исследования в этом направлении помогут решить в целом весьма важную практическую проблему прогноза состояния нижней ионосферы и ее влияния на распространение радиоволн различных диапазонов.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что в конечном итоге для решения задач распространения радиоволн требуется достаточно точный прогноз параметров среды — распределения $[e]$ и v в области D . Однако количество надежных данных об этих параметрах все еще недостаточно для детального анализа различных явлений в нижней ионосфере, поэтому феноменологический анализ (в том числе и в данной статье) приходится вести в терминах более часто наблюдаемых параметров L , $\Delta\Phi$ и т. д.

Автор выражает глубокую признательность Е. А. Бенедиктову, А. А. Никитину и А. В. Широчкину, прочитавшим рукопись работы и сделавшим ряд весьма полезных замечаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. George P. L — J. Atm. Terr. Phys., 1971, 33, p. 1893.
2. Samuel J. G., Bradley P. A.— J. Atm. Terr. Phys., 1975, 37, p. 131.
3. Gnanalingam S.— J. Atm. Terr. Phys., 1974, 36, p. 1335.
4. Seeger G. S. et al.— Ind. J. Radio and Space Phys., 1973, 2, p. 119.
5. Gnanalingam S., Kapale J. A.— J. Atm. Terr. Phys., 1978, 40, p. 629.
6. Oyinloye J. O.— J. Atm. Terr. Phys., 1978, 40, p. 793.
7. Oyinloye J. O.— J. Atm. Terr. Phys., 1979, 41.
8. Oyinloye J. O. Solar-Terrestrial Predictions Proc., US Dept. Commerce, 1980, 4, p. D3-1.
9. Kotadia K. M. et al. Solar-Terrestrial Predictions Proc., US Dept. Commerce, 1980, 4, p. D3-20.
10. Лукашкин В. М. — Геомагнетизм и аэрономия, 1974, 14, с. 168.
11. Лукашкин В. М. — Геомагнетизм и аэрономия, 1975, 14, с. 553.
12. Лукашкин В. М. — Геомагнетизм и аэрономия, 1977, 17, с. 56.
13. Swanson E. R. ELF-VLF Radio Wave Propagation.— Dordrecht, Holland: Reidel Publishing Co., 1974.— p. 371.
14. Swanson E. R. Propagation limitation of navigation and positioning systems, AGARD-CP-209, NATO-AGARD, 1977.

15. Swanson E. R., Levine P. H. Paper, presented at the Third Annual Meeting of the International Omega Association.—London, 1978.
16. Быков В. И. Радионавигационная система «Омега».—М.: Транспорт, 1978
17. CCIR Report 264-3, 1974.
18. CCIR, Report 265-3, 1974.
19. Thrane E. V. et al. Solar-Terrestrial Predictions Proc., US Dept. Commerce, 1980, 2, p. 573.
20. Митра А. П. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли — М: Мир, 1977.
21. Larsen T. R. Solar-Terrestrial Predictions Proc., US Dept. Commerce, 1980, 2, p. 617.
22. Thrane E. V. Aerospace propagation media modelling, AGARD-LS-99, 1979.
23. Rose R. B. et al Techn. Report TR 1774, Naval Electronics Laboratory Center, San Diego, CA, USA, 1971.
24. Swanson E. R., Kugel S. P. NASA Publication X-814-74-225, 1973, p. 443
25. Larsen T. R. Propagation limitations of navigation and positioning systems, AGARD-CP-209, NATO-AGARD, 1977.
26. Калинин Ю. К., Морозова Л. П.—В сб: Ионосферные исследования — М: Сов. радио, 1981, вып. 34
27. Oeffermann D.—J. Atm. Terr. Phys., 1979, 41, p. 735.
28. Данилов А. Д., Ледомская С. Ю.—Геомагнетизм и аэрономия, 1979, 19, с. 961.
29. Данилов А. Д., Ледомская С. Ю.—В сб: Ионосферные исследования — М: Сов. радио, 1981, вып. 32
30. Lauter E. A. et al. Stratospheric Circulation.—N. Y.—London: 1969.
31. Belrose J. S.—Nature, 1967, 214, p. 660.
32. Larsen T. R.—J. Atm. Terr. Phys., 1971, 33, p. 1251.
33. Zmuda A. J., Potemra T. A.—Rev. Geoph. and Space Phys., 1972, 10, p. 981.
34. Lanzerotti L. J.—Rev. Geoph. and Space Phys., 1972, 10, p. 379.
35. Reagan J. B. LMSC-D454290, Lockheed Palo Alto Res. Lab., Alto, Ca. USA, 1975.
36. Pomerantz M. A., Duggal S. P.—Rev. Geoph. and Space Phys., 1974, 12, p. 343.
37. Catalog of solar particle events. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1975.
38. Reid C. C. Proceedings of COSPAR Symposium on Solar Particle Event of November 1969, AFCRL-72-0474, 1972, p. 201.
39. Fichtel C. E., McDonald F. B.—Rev. Astron. Astrophys., 1967, 5, p. 351.
40. Oelbermann E. J.—J. Franklin Inst., 1970, 290, p. 281.
41. Westerlund S. et al.—Planet. Space Sci., 1969, 17, p. 1329.
42. Swanson E. R. Second Annual Meeting of the International Omega Association, Washington, Nov. 1974.
43. Rothmuller I. J. Operational modelling of the aerospace propagation environment, AGARD-CPR-238, NATO-AGARD, 1978.
44. Argo P. E., Rothmuller I. J. ISTP preprint № 13, 1978
45. Potemra T. A.—Radio Sci., 1972, 7, p. 571.
46. Swider W., Chidsey I. L. Jr. Techn. Report 76-0053, AFGL, Hanscom, Ma., USA, 1977.
47. Дрианский В. М. Природа аномального поглощения космического радиоизлучения в нижней ионосфере высоких широт —Л: Гидрометиздат, 1974
48. Морозова Л. П., Данилов А. Д.—Геомагнетизм и аэрономия (в печати).
49. Besprozvannaya A. S. et al. Solar-Terrestrial Predictions Proc., US Dept. Commerce, 1980, 2, p. 528.
50. Hartz T. R., Brice N. M.—Planet. Space Sci., 1967, 15, p. 301.
51. Hartz T. R. et al.—Canad. J. Phys., 1963, 41, p. 581.
52. Мизун Ю. Г. Полярная ионосфера.—Л: Наука, 1980.—С. 37.
53. Veastad J. R. Ionospheric Radio Communications.—N. Y.: Plenum Press, 1968.—p. 422
54. Folkestad K. Ionospheric Radio Communications.—N. Y.: Plenum Press, 1968.—p. 279.
55. Ranta H., Ranta A.—J. Atm. Terr. Phys., 1977, 39, p. 309.
56. Barclay L. W. Operational modelling of the aerospace propagation environment, AGARD-CPR-238, NATO-AGARD, 1978.
57. Jones T. B. Recent Advances in Radio and Optical Propagation, AGARD-LS-93, NATO-AGARD, 1978.
58. Щука Т. И.—Труды ААНИИ, 1978, 350, с. 88.
59. Горелый К. И., Пирог О. М.—Геомагнетизм и аэрономия, 1978, 18, с. 354
60. Wait J. B., Spies K. P. Techn. note № 30, National Bureau of Standards, Boulder, Co. USA, 1964.
61. Svensson J.—J. Atm. Terr. Phys., 1973, 35, p. 761.
62. Reder F. H., Westerlund S. AGARD-CP-33, 1970, p. 103.
63. Besprozvannaya et al.—J. Atm. Terr. Phys., 1980, 42, p. 115.

64. Doherty R. H.—Radio Sci., 1971, 6, p. 639.
 65. Potemra T. A., Rosenberg T. J.—J. Geophys. Res., 1973, 78, p. 1572.
 66. Montbriand L. E., Belrose J. S.—J. Geophys. Res., 1976, 81, p. 2213.
 67. Lauter E. A. et al. HHI-STP-Report № 9, Berlin, 1977.
 68. Lauter E. A., Knuth R.—J. Atm. Terr. Phys., 1967, 29, p. 411.
 69. Belrose J. S., Thomas L.—J. Atm. Terr. Phys., 1968, 30, p. 1397.
 70. Spjeldvik W. N., Thorne R. M.—J. Atm. Terr. Phys., 1975, 31, p. 777.
 71. Aikin A. C.—EOS Trans AGU 1974, 55, p. 1160.
 72. Larsen T. R., Thomas G. R.—J. Atm. Terr. Phys., 1974, 36, p. 1613.
 73. Potemra T. A. Physics and Chemistry of the Upper Atmosphere.—Dordrecht, Netherlands: Reidel Publishing, 1973—p. 67.
 74. Tulinov V. F. et al.—Space Res., 1976, 16, p. 508.
 75. Тулинов В. Ф. и др.—В сб: Суточные широтные вариации параметров атмосферы и корпускулярного излучения —Л: Гидрометиздат, 1978—С. 52.
 76. Larsen T. R. et al.—J. Geophys. Res., 1976, 81, p. 2000.
 77. Belrose J. S. Radio Wave Propagation, AGARD-LS-29, NATO-AGARD, 1968.
 78. Bannister P. R.—J. Atm. Terr. Phys., 1975, 37, p. 1203.
 79. Davies K.—J. Atm. Terr. Phys., 1976, 38, p. 1309.
 80. Bailey D. K., Pomerantz M. A.—J. Geophys. Res., 1965, 70, p. 5823.
 81. Bailey D. K.—Rev. Geophys., 1968, 6, p. 289.
 82. Rosenberg T. J. et al.—J. Atm. Terr. Phys., 1972, 34, p. 1977.
 83. Thorne R. M., Larsen T. R.—J. Geophys. Res., 1976, 81, p. 5501.
 84. Reid G.—J. Geophys. Res., 1970, 75, p. 2551.
 85. Thomas L., Bowman M. R.—J. Atm. Terr. Phys., 1974, 36, p. 1411.
 86. Thomas L.—Radio Sci., 1974, 9, p. 121.
 87. Danilov A. D.—J. Atm. Terr. Phys., 1975, 37, p. 885.
 88. Arnold F., Krankowsky D. Dynamical and chemical coupling.—Dordrecht: Reidel Publ., 1977.—p. 93.
 89. Mitra A. P.—Proc. Ind. Acad. Sci., 1975, 41, p. 537.
 90. Данилов А. Д.—В сб: Ионосферные исследования —М: Сов. радио, 1981, № 34.
 91. Mitra A. P., Jain V. C.—COSPAR 23-th Plenary Meeting, Program/Abstracts, 1978, p. 122.
 92. Fehsenfeld F. C., Ferguson E. E.—J. Geophys. Res., 1969, 74, p. 2217.
 93. Fehsenfeld F. C. et al.—J. Chern. Phys., 1971, 55, p. 2115.
 94. Reid G.—Planet. Spac. Sci., 1977, 25, p. 275.
 95. Swider W.—Space Sci. Rev., 1977, 20, p. 69.
 96. Haug A., Landmark B.—J. Atm. Terr. Phys., 1970, 32, p. 405.
 97. Mitra A. P., Rowe J. N.—J. Atm. Terr. Phys., 1972, 34, p. 795.
 98. Chakrabarty D. K., Mitra A. P.—Ind. J. Radio Space Phys., 1974, 3, p. 76.
 99. Mitra A. P.—Proc. Ind. Nat. Acad. Sci., 1975, 41A, p. 537.
 100. Данилов А. Д., Симонов А. Г.—В сб: Ионосферные исследования —М: Сов. радио, 1981, № 34.
 101. Данилов А. Д., Симонов А. Г.—Геомагнетизм и аэрономия (в печати).
 102. Данилов А. Д., Симонов А. Г.—Геомагнетизм и аэрономия, 1975, 15, с. 643.
 103. Danilov A. D., Simonov A. G.—Ind. J. Radio Space Phys., 1975, 4, p. 233.
 104. Данилов А. Д., Симонов А. Г.—В сб Ионосферные исследования —М: Сов. радио, 1981, вып. 34.
 105. Biondi M. et al. Aeronomy Report, Univ. Illinois, Urbana Ill., 1972, 48, p. 266.
 106. Leu M. T. et al.—Phys. Rev., 1973, 7A, p. 292.
 107. Swider W., Dean W. A.—J. Geophys. Res., 1975, 80, p. 1915.
 108. Reagan J. B., Watt T. M.—J. Geophys. Res., 1976, 81, p. 4579.
 109. Doherty R. H. Solar-Terrestrial Predictions Proc., US Dept Commerce, 1980, 4, p. D3-35.
 110. Swider W. et al.—Planet Space Sci., 1978, 26, p. 883.
 111. Chakrabarty D. K. et al.—J. Atm. Terr. Phys., 1977, 39, p. 57.
 112. Chakrabarty D. K., Chakrabarty P.—Space Res., 1977, 17, p. 253.
 113. Rowe J. W. et al.—J. Atm. Terr. Phys., 1974, 36, p. 755.
 114. Mitra A. P. Solar-Terrestrial Physics.—Dordrecht: Reidel Publ., 1972, 4, p. 1.
 115. Patel B. M. et al.—Ind. J. Rad. Space. Phys., 1973, 2, p. 219.
 116. Appleton E. V., Piggott W. R.—J. Atm. Terr. Phys., 1954, 5, p. 141.
 117. Schwentek H.—J. Atm. Terr. Phys., 1971, 33, p. 1839.
 118. Lucas D. L., Haydon G. W. ESSA Techn. Report IER 1-ITSA 1, US Printing Office, 1966.
 119. Barghausen A. F. et al. ESSA Techn. Report ERL 110-ITS 78, US Printing Office, 1969.
 120. Haydon G. W. et al. Office of Telecommunications Report 76-102, US Dept. Commerce, 1976.
 121. Lastovicka J.—Pure Applied Geophys., 1976, 114, p. 321.
 122. Lastovicka J.—J. Atm. Terr. Phys., 1977, 39, p. 891.

123. Foppiano A J CCIR Intern. Working Party, Document 3, 1975.
 124. Vondrak R. R. et al. RADS-TR-78-7, 1977.
 125. CCIR Report 252-2, Supplement, 1978.
 126. Davies R. M., Berry L. A. Techn. Rep TR 111-77, Defence Communications Agency, 1977.
 127. McNamara L. F. Report UAG-67, World Data Center A, 1978.
 128. «International Reference Ionosphere 1978», URSI, Brussels, 1978.
 129. Chasovitin Yu K. et al., Paper presented at COSPAR Workshop on IRI, Budapest, June, 1980.
 130. Solar-Terrestrial Predictions Proc, US Dept. Commerce, 1980, 3.
 131. Deshpande S. D., Mitra A. P.—J. Atm. Terr. Phys., 1972, 34, 229.
 132. Deshpande S. D., Mitra A. P.—J. Atm. Terr. Phys., 1972, 34, p. 243
 133. Mitra A. P., Sain M. Solar-Terrestrial Predictions Proc, US Dept. Commerce 1980, 4, p. C-107.
 134. Zhu Z. Y. et al. Solar-Terrestrial Predictions Proc, US Dept. Commerce 1980, 4, p. C-114.
 135. Cormier R. J., AFCRL-TR-73-0060, Bedford, Mass., 1973.
 136. Stroscio M. A., Sellers B. AFCRL-TR-0469, Bedford, Mass., 1975.
 137. Bakshi P., Barron W. AFGL-TR-76-0166, Hanscom Air Force Base, Mass., 1976
 138. Bakshi P., Barron W.—J. Geophys. Res., 1979, 84, p. 131.
 139. Bakshi P., Barron W., Solar-Terrestrial Predictions Proc, US Dept. Commerce, 1980, 4, p. D3-26
 140. Thomas L.—J. Atm. Terr. Phys., 1962, 23, p. 301.
 141. Belrose J. S.—Nature, 1967, 214, p. 660.
 142. Hargreaves J. K.—Planet. Space Sci., 1974, 22, p. 1427.
 143. Hargreaves J. K.—Planet. Space Sci., 1969, 17, p. 1459
 144. Hargreaves J. K., Berry M. G.—Ann. Geophys., 1976, 32, p. 401.
 145. Hargreaves J. K. Solar-Terrestrial Prediction Proc., US Dept. Commerce, 1980, 4, p. C-110.
 146 Романок А П Доклад на Всесоюзном семинаре по ионосферному прогнозированию, Звенигород, декабрь 1979 г

Институт прикладной геофизики

Поступила в редакцию
12 декабря 1980 г,
после доработки
20 мая 1981 г

УДК 621.371

Аннотации депонированных статей

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОРОТКОВОЛНОВОГО ИМПУЛЬСА В НЕОДНОРОДНОЙ АТМОСФЕРЕ С КВАДРАТИЧНОЙ ЗАВИСИМОСТЬЮ ОТ ПОПЕРЕЧНЫХ КООРДИНАТ КОРРЕЛЯЦИЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ

М. И. Калинин

Рассмотрено распространение коротковолнового импульса плоских волн в турбулентной атмосфере, корреляции проницаемости которой спадают с высотой по экспоненциальному закону, а ее регулярная часть зависит только от высоты. Получено точное решение для двухчастотной функции взаимной когерентности для модели, когда функция корреляций проницаемости зависит квадратично от поперечных координат. Полученное решение использовано для вычисления временной задержки и уширения импульса.

Статья депонирована в ВИНИТИ,
регистр. № 4231-81. Деп. от 27 августа 1981 г.