

Исследование реакции нижней ионосферы на удаленные сильные землетрясения методом частичных отражений

А.М. Гоков, О.Ф. Тырнов

*Харьковский государственный университет,
Украина, 310077, Харьков, пл. Свободы, 4*

*Статья поступила в редакцию 20 ноября 1997 г.,
после переработки 22 мая 1997 г.*

Экспериментально с помощью метода частичных отражений изучены и определены характеристики волновых возмущений (тип, периоды, длительности и скорости распространения), генерируемых или усиливаемых в среднеширотной нижней ионосфере после сильных землетрясений. Изучено влияние землетрясений на характеристики радишумов на частотах $f=2\div 4$ МГц в зависимости от мощности, удаленности, места (на земле, под водой) и глубины землетрясения.

Експериментально, за допомогою метода часткових відбитків, вивчено та знайдено характеристики хвильових збурень (тип, періоди, тривалість та швидкості розповсюдження), які генеруються або підсилюються в середньширотній нижній іоносфері після сильних землетрусів. Вивчено вплив землетрусів на характеристики радішумів на частотах $f=2\div 4$ МГц залежно від потужності, віддаленості від пункту вимірювань, місця (на суші, під водою) і глибини землетрусу.

Ключевые слова: землетрясение, ионосфера, радишумы, частичные отражения, волновые возмущения.

1. Введение.

Землетрясения достаточной интенсивности могут быть фиксированным в пространстве и времени источником волновых возмущений в ионосфере и связанных с ними вариаций геомагнитного поля. Это относится как к стадии подготовки землетрясения [1], так и к моменту сейсмического толчка [2], поскольку сейсмический очаг является источником, с одной стороны, интенсивных крупномасштабных электрических полей и радиоизлучения (на стадии подготовки землетрясения), с другой стороны — мощного акустического импульса (в момент сейсмического толчка). Существуют два направления исследований: изучение краткосрочных (десятки секунд — десятки минут) и долгосрочных (часы — сутки) предвестников землетрясений и изучение влияния самого землетрясения на параметры ионосферы, что важно для целей радиосвязи, радионавигации и т.д. В обоих направлениях в последние два десятилетия ведутся интенсивные теоретические и экспериментальные исследования. Неоднократно наблюдались и анализировались эффекты возмущений естественного электромагнитного поля Земли в периоды землетрясений. Среди таких эффектов: свечение атмосферы [1]; квазистационарные возмущения атмосферного электрического потенциала [3]; увеличение интенсивности электромагнитного излучения на расстояниях до тысяч километров от

эпицентра [4]; изменения критических частот и высотных профилей плотности электронов N в E и F-областях ионосферы [4,5]. Известна также реакция ионосферы на воздействие акустико-гравитационных волн, возникающих при землетрясениях [6,7]. Широко изучается проникновение низкочастотных и очень низкочастотных электромагнитных полей от сейсмических источников в ионосферу и магнитосферу [8]. В [7,9] по измерениям методом частичных отражений (ЧО) впервые обнаружено увеличение в несколько раз интенсивности радишумов на частотах $f=2\div 4$ МГц во время (в течение примерно 3-5 минут) некоторых сильных удаленных землетрясений, а также рассмотрена реакция D-области ионосферы на такие события.

В настоящей работе на основе данных, полученных в Харьковском госуниверситете методом ЧО во время более 180 землетрясений разной интенсивности, изучены изменения радишумов в диапазоне частот $f=2\div 4$ МГц и характеристики возмущений, генерируемых или усиливаемых в D-области ионосферы в эти периоды.

2. Экспериментальная техника и методика исследований

Исследования выполнены на основе ретроспективного анализа банка данных, полученных методом частичных отражений в период 1983-

3. Вариации радишумов в диапазоне 2÷4 МГц

Были проанализированы изменения экспериментальных зависимостей $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$ во время 65 землетрясений с энергией $E < 10^{11}$ Дж и $h \sim 1 \div 100$ км, происшедших на различных удалениях R от пункта наблюдений на суше и под водой. Изменение интенсивности радишумов (увеличение $A_{no,x}(t)$ в несколько раз в течение 1-5 минут) отмечено в 6 случаях ($R < 1000$ км, $h < 40$ км, $M 4,5 \div 4,8$).

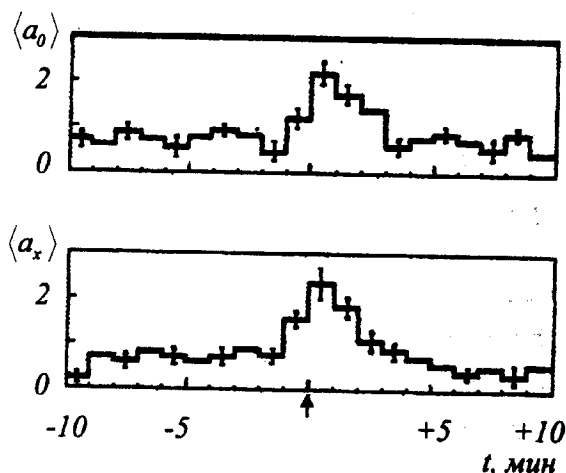


Рис. 1. Временные зависимости интенсивности радишума, нормированные на среднее значение за сеанс в 20 минут во время землетрясений (момент землетрясения отмечен стрелкой), полученные методом наложения эпох

Рассмотрим экспериментальные результаты, полученные при землетрясениях с $E > 10^{12}$ Дж ($\sim 10^{12} \div 10^{15}$ Дж). На рис. 1 изображены временные зависимости $\langle a_{o,x}(t) \rangle$ интенсивности радишума, нормированные на свое среднее значение за 20-минутный сеанс во время землетрясений. Момент землетрясений отмечен стрелкой. При построении зависимости $\langle a_{o,x}(t) \rangle$ использован метод наложения эпох, число реализаций $a_{o,x}(t)$ составило 115 (82 землетрясения на суше, остальные - под водой). Видно, что в момент землетрясения (примерно за минуту до и 2-4 минуты после него) имеет место увеличение $\langle a_{o,x}(t) \rangle (A_{no,x}(t))$. Отметим, что длительность фронтов во "всплесках" (возрастании) $A_{no,x}(t)$ составляет $\sim 10 \div 30$ с.

В таблице 1 приведены количественные данные об изменениях интенсивности радишумов в диапазоне частот 2-4 МГц во время удаленных мощных землетрясений. Наличие "всплеска" (увеличения) $A_{no,x}(t)$ в момент землетрясения

1994 гг. Измерения частично отраженных сигналов и радишумов проведены на аппаратуре, описанной в [10] на средней широте вблизи г. Харькова. Основные параметры комплекса: рабочие частоты $f = 2 \div 4$ МГц, длительность зондирующих импульсов 25-100 мкс с частотой повторения $F = 1 \div 5$ Гц. Амплитуды радишумов (2-6 выборок, которые получены в интервале между излучением зондирующих импульсов) $A_{no,x}$ и смеси радишумов и частично отраженных сигналов, $A_{o,x}$, обыкновенной ("о") и необыкновенной ("х") магнитоионных компонент регистрировались с 15 высотных уровней (начиная с 45 или 60 км) через 3 км. Длительности регистраций $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$ (здесь t - время, z - высота над поверхностью Земли), проведенных в различные времена года и суток, составляли от 20 минут до суток и более (непрерывные измерения). Здесь и далее $A_{no,x}$ означает A_{no} и A_{nx} соответственно.

Для последующего анализа на ЭВМ проведена частичная статистическая обработка высоко-временных массивов $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$: путем усреднения $A_{o,x}(z,t)$ и $A_{no,x}(t)$ за 30 или 60 секунд получены массивы $\overline{(A_{no,x})}(t)$ и $\overline{(A_{o,x})}(z,t)$ (черта сверху означает усреднение); амплитуды ЧО сигналов определялись вычитанием $\overline{(A_{so,x})} = \overline{(A_{o,x})} - \overline{(A_{no,x})}$. Для более, чем 80 % экспериментальных данных проведена спектральная обработка массивов $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$ с целью уточнения параметров возмущений. Для каждой регистрации вычислены временные зависимости $a_{o,x}(t) = \overline{(A_{no,x}^2)} / \langle \overline{(A_{no,x}^2)} \rangle$ на интервале времени в 20 минут (± 10 минут относительно момента землетрясения; здесь $\langle \overline{(A_{no,x}^2)} \rangle$ - среднее значение $\overline{(A_{no,x}^2)}(t)$ на этом промежутке времени), которые использованы при анализе данных с помощью метода наложения эпох.

Общее число землетрясений, происшедших на суше и под водой с энергией $E > 10^{11}$ Дж, на удалениях $R > (1 \div 15) \cdot 10^3$ км и глубине $h \sim 1 \div 100$ км, превысило 180. Из них с $E > 10^{12}$ Дж (магнитуда по шкале Рихтера $M > 5$) зарегистрировано 115 событий.

Сведения о землетрясениях взяты из [11]. Влияние других источников возмущений естественного и искусственного характера исключалось селекцией регистраций $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$.

отмечено знаком "+", отсутствие-знаком "-". Видно, что в общем случае (когда учитывались

Таблица 1
Количественные характеристики реакции радиосуммов диапазона 2-4 МГц на удаленные сильные землетрясения

Событие	Общее число	На суше	Под водой
"да": +	58	49	9
"нет": -	57	33	24
$h > 50$ км			
+	8	4	4
-	16	9	7
$h < 50$ км			
+	50	45	5
-	41	24	17
$h < 10$ км			
+	18	17	1
-	15	7	8
$R < 1000 \div 3000$ км			
$h < 50$ км			
+	10	10	-
-	3	3	-
$h > 50$ км			
+	1	-	1
-	1	1	-
$R > 3000$ км			
$h < 50$ км			
+	39	36	3
-	40	21	19
$h > 50$ км			
+	7	4	3
-	14	7	7

регистрации $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$, полученные при землетрясениях на суше и под водой) реакция в $A_{no,x}(t)$ отмечается немногим более, чем в 50% случаев. При землетрясениях на суше "всплеск" в $A_{no,x}(t)$ наблюдается сравнительно часто, приблизительно в 60% случаев, а при землетрясениях под водой-значительно реже: 27% случаев. Аналогичная классификация данных проведена для мелко ($h < 50$ км) и глубокофокусных землетрясений ($h > 50$ км), а также для поверхностных ($h < 10$ км) землетрясений. Для мелкофокусных и поверхностных землетрясений на суше вероятность W появления возмущения в $A_{no,x}(t)$ ("всплеска") существенно выше, чем для глубокофокусных. И наоборот, при землетрясениях под водой возмущения в $A_{no,x}(t)$ приблизительно в 1,5-3 раза чаще наблюдались при $h > 50$ км, чем при $h < 50$ км и $h < 10$ км. Кроме этого, для глубокофокусных землетрясений характерна примерно одинаковая вероятность возмущений

в $A_{no,x}(t)$ при землетрясениях на суше и под водой.

Отдельно рассмотрены регистрации для землетрясений, удаленных на $R < 1000 \div 3000$ км (для случая $h > 50$ км данных почти нет) и $R > 3000$ км (см. таблицу 1). В первом случае для землетрясений на суше вероятность W возмущений $A_{no,x}(t)$ достаточно высока: ~77%. Во втором случае ($R > 3000$ км, $h < 50$ км) W несколько меньше для событий на суше ($W = 63\%$) и мала ($W = 13,6\%$) для землетрясений под водой. Для землетрясений с $h > 50$ км в этом случае $W = 35\%$ на суше и под водой. В целом, для $R > 3000$ км вероятность появления возмущений $A_{no,x}(t)$ составляет $W < 50\%$.

4. Возмущения в нижней ионосфере

Ранее [7] было установлено, что методом ЧО возможна регистрация квазипериодических возмущений в ионосферной плазме после землетрясений: на высотнo-временных зависимостях $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$ с разной временной задержкой наблюдаются квазигармонические изменения. В отсутствие других источников возмущений такие возмущения $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$, вероятно, вызываются землетрясениями. На основании анализа банка данных об $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$, полученных во время землетрясений и в контрольные дни (когда сильные землетрясения отсутствовали), установлено, что во время землетрясений с энергией $E < 10^{11}$ Дж указанный эффект отсутствует при любых R и h . С вероятностью $W \sim 65-70\%$ квазигармонические изменения $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$ наблюдались при землетрясениях с $E > 10^{12}$ Дж на суше, при землетрясениях под водой-с $W \sim 40\%$.

На рис. 2 приведен пример возмущений при землетрясении с $E > 10^{14}$ Дж и $R \sim 10^3$ км (кривая 1 соответствует $A_{no,x}(t)$, кривые 2-4 $A_{o,x}(z,t)$ для $z = 57, 81$ и 105 км соответственно). Эксперимент проведен в послеполуденное время, примерно за 3 часа до захода солнца. Вычисленные по времени задержки момента "всплеска" (возрастания) $A_{o,x}(z,t)$ относительно момента землетрясения кажущиеся скорости передачи возмущений составили $V \sim 50, 7-8$ и 2 км/с. На основании анализа банка высотнo-временных зависимостей $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$ зафиксирован ряд возмущений в нижней ионосфере с $V \sim 0,5 \div 100$ км/с.

На рис. 3,а приведена гистограмма $W(V)$ распределения кажущихся скоростей передачи

возмущений, полученная по этим данным. Общее число возмущений составило 168. На рис 3,6 даны гистограммы $W(V)$ для землетрясений на суше (кривая 1) и под водой (кривая 2). Анализ приведенных зависимостей показывает, что наиболее часто регистрировались возмущения с кажущимися скоростями $V \sim 0,5 \div 4, \sim 10 \div 20$ и ~ 100 км/с как при землетрясениях на суше, так и под водой. Есть, однако, отличия в распределениях $W(V)$: например, при землетрясениях под водой наиболее часто регистрировались возмущения с $V \sim 3 \div 4$ км/с и заметно реже с $V > 100$ км/с; при землетрясениях на суше чаще регистрировались возмущения с $V \sim 1 \div 4$ км/с.

Классификация возможных типов возмущений, имеющих такие скорости и несущих информацию о землетрясении, рассмотрена в следующем разделе.

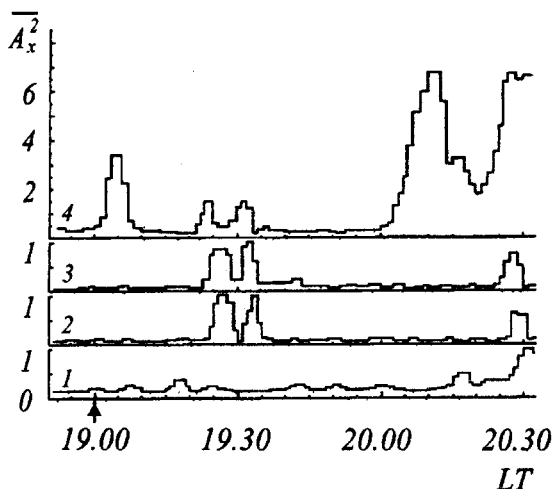


Рис. 2. Высотно-временные зависимости интенсивности частично отраженных сигналов с высот 105, 81 и 57 км (кривые 2-4) и ионосферного радиошума (кривая 1), полученные во время землетрясения 13.08.1987 г.

В таблице 2 приведены основные параметры возмущений (кажущиеся скорости распространения, длительности и периоды возмущений), полученные по данным об $A_{no,x}(t)$ и $A_{o,x}(z,t)$ и их спектральному анализу.

Заметим, что иногда (примерно в 10% случаев) кроме горизонтальных скоростей возмущений в нижней ионосфере удается определить кажущиеся скорости передачи возмущений в вертикальном направлении. Например, в рассмотренном выше случае, для высот $z = 105 \div 57$ км разность в запаздывании возмущений $A_{o,x}(z,t)$ составляет около 3 минут, что соответствует скорости $V \sim 300$ м/с (здесь передача возмущений шла сверху вниз).

Таблица 2
Основные параметры возмущений в нижней ионосфере, вызываемые землетрясениями

Длительность процесса, мин.	Величина квази-периода, мин.	Кажущаяся скорость, км/с	Возможный тип волн
~1	-	100	МГД
~1	-	10-50	гиротропная, ионно-звуковая
~10	2-3	6-8	электромагнитная
~10	~3	5-6	объемная (упругая)
10-15	~3	3-4	поверхностная Релея
10-20	3-8	1,2-3	плазмо-акустическая (магнито-звуковая, медленная МГД-волна)
15-35	3-10	0,4-1	акустико-гравитационные

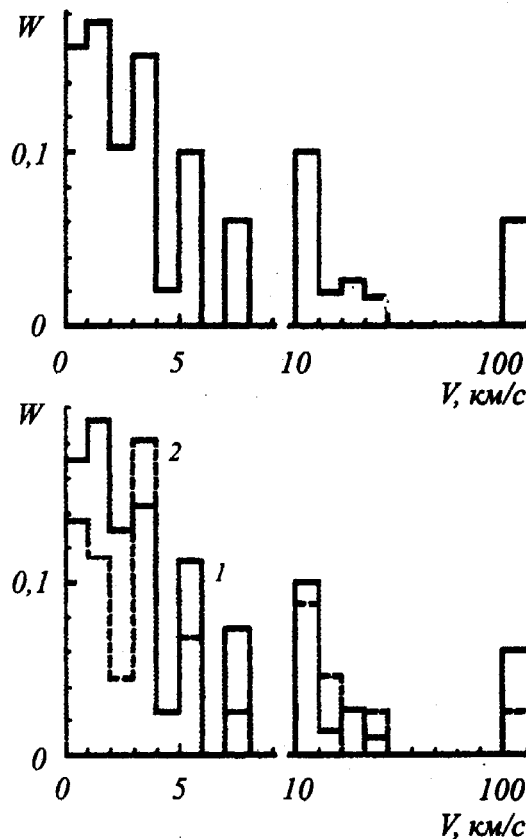


Рис. 3. Гистограммы скоростей возмущений, полученные методом частичных отражений после землетрясений с магнитудой $M > 5$

5. Обсуждение

Процессы взаимодействия литосферы и ионосферы не изучены в такой мере, чтобы построить адекватную модель передачи возмущений, вызываемых землетрясениями, в ионосферную

плазму. Экспериментальное исследование отклика ионосферы на удаленные землетрясения позволяет, в частности, уточнить возможные механизмы и типы волн, переносящие возмущения от землетрясений. Рассмотрим некоторые из них.

Землетрясение генерирует мощный акустический импульс, распространяющийся до высоты $z \sim 10$ км в виде ударной волны, которая затем трансформируется в звуковую и инфразвуковую волны. Часть энергии последней переносится вверх (до высоты $z \sim 90$ км время распространения составляет ~ 5 минут), захватывается в волновод, образованный регулярной высотной анизотропией проводимости ионосферы на $z = 80 \div 120$ км [12]. В нем волна с малым поглощением распространяется на расстояния до $R \sim 10000$ км. Скорость распространения таких инфразвуковых (акустико-гравитационных) волн составляет $V \sim 0,4 \div 1$ км/с, период $T \sim 3 \div 6$ минут, продолжительность процесса по нашим экспериментальным данным соответствует нескольким периодам. При землетрясении генерируются также сейсмические волны [13] со скоростью распространения $V \sim 3 \div 8$ км/с. Скоростям $V \sim 3 \div 4$ км/с соответствуют поверхностные волны Релея, $V \sim 5 \div 6$ км/с — объемные волны и $V \sim 6 \div 8$ км/с — электромагнитные.

Сейсмические волны могут распространяться в глобальных масштабах вследствие слабого их затухания. По мере их распространения вдоль поверхности Земли происходит трансформация этих волн в длиннопериодные акустические, а также преломление в ионосферу [6,13].

Акустические волны в ионосфере могут трансформироваться в плазмо-акустические волны с горизонтальной скоростью распространения $V \sim 1,3 \div 2,2$ км/с [14]. Примером плазмо-акустических волн могут быть магнитозвуковые [15] и медленные магнитогидродинамические (МГД) волны [12,15]. Ионно-звуковые волны, скорости распространения которых вдоль поверхности Земли составляют $V \sim 20 \div 40$ км/с, также могут инициироваться в ионосферной плазме акустическими волнами [16].

Для объяснения результатов экспериментов может привлекаться также гипотеза об участии гиротропных волн [12], как разновидности медленных МГД-волн. Скорости их распространения составляют $V \sim 10 \div 50$ км/с.

Известно также, что при определенных условиях в плазме возбуждаются МГД-волны, скорость которых равна альвеновской ($V \sim 100$ км/с) [12,17]. Такие волны могут переносить информацию о возмущениях с минимальными временами запаздывания $t \sim 10 \div 100$ с, что регистрирова-

лось нами в изменениях $A_{no,x}(t)$ и $A_{a,x}(z,t)$. В предположении такого механизма передачи возмущения можно объяснить увеличение $\langle a_{o,x}(t) \rangle$ течение 3-4 минут после землетрясения различными задержками (при одинаковых V) при разных удалениях пункта наблюдений от места землетрясений. Заметим, что МГД-волна в этом случае является спусковым фактором, воздействующим на магнитное поле в магнитосфере и вызывающим высыпание заряженных частиц из радиационного пояса в атмосферу Земли. Эти частицы вызывают увеличение ионизации в нижней ионосфере на временных интервалах $t \sim 1 \div 10$ минут, что приводит к наблюдаемому изменению интенсивностей радиощумов и ЧО сигналов.

6. Заключение

Представленный анализ экспериментальных данных, полученных методом ЧО, свидетельствует о том, что землетрясения с энергией $E > 10^{12}$ Дж вызывают в нижней ионосфере несколько типов возмущений, которые проявляются на расстояниях до $R \sim 10000$ км от эпицентра. Показано, что горизонтальные скорости передачи этих возмущений изменяются в широких пределах: $V \sim 0,5 \div 100$ км/с. Приведена возможная классификация возмущений, соответствующая современным представлениям о литосферно-ионосферном взаимодействии.

Работа выполнена при поддержке Украинского научно-технологического центра (проект N 471).

Литература

1. Электромагнитные предвестники землетрясений. Под ред. М.А. Садовского. Москва, Наука, 1982, 89 с.
2. Павлов В.А. Известия вузов. Радиофизика. 1979, т.22, №1, с. 11-15.
3. Бончковский В.Ф. Труды Геофизического института. 1954, №25, с.192.
4. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Аронов Е.Л. Доклады АН СССР. 1979, т.248, №5, с.1077-1080.
5. Липеровский В.А., Алимов О.А., Гохберг М.Б. и др. Известия АН СССР. Физика Земли. 1990, №12, с. 77-86.
6. Егоров Д.А., Елизарьев Ю.Н., Новиков В.М. и др. Геомагнетизм и аэронавигация. 1990, т.30, №4, с. 680-682.
7. Гармаш К.П., Гоков А.М., Гритчин А.И. и др. Радиотехника. Харьков, 1990, вып. 95, с. 52-56.
8. Молчанов О.А. Препринт ИЗМИР АН СССР. Москва, 1988, №56 (810), 37 с.

9. Gokov A.M., Gritchkin A.I., Misyura V.A., Somov V.G. In Proc. Intern. Conf. Physics in Ukraine. Kiev, 1993, p.111-113.
10. Tyrnov O.F., Garmash K.P., Gokov A.M. et al. Turkish J. of Physics. 1994, v.18, No11, p. 1260-1265.
11. Каталоги сильных землетрясений. Москва, МЦД РАН, 1983-1994.
12. Сорокин В.М., Федорович Г.В. Физика медленных МГД волн в ионосферной плазме. Москва, Энергия, 1982, 135 с.
13. Yuen P.C., Weaver P.F., Suzuki R.K. Furumoto A.S. J. Geophys. Res. 1969, v.74, No. 9, p. 2256.
14. Wickersham A.F. J. Geophys. Res. 1966, v.70, No. 11, p. 4553-4561.
15. Павлов В.А. Волновые процессы в ионосфере. Алма-Ата, Наука, 1987, с. 3.
16. Пономарев Е.А., Ерущенков А.И. Известия вузов. Радиофизика. 1977, т. 20, №12, с. 1773-1789.
17. Рудейко Г.В. Геомагнетизм и аэрономия. 1985, т.25, №5, с.799-805.

Partial Reflection Technique Investigation of Lower Ionosphere's Response to Strong Remote Earthquakes.

A.M.Gokov and O.F.Tyrnov

Using the technique of partial reflections there were experimentally studied and determined characteristics of wave disturbances (their type, period, duration and propagation velocity) generated and enhanced in the midlaltitudinal lower ionosphere after strong earthquakes having occurred. There was investigated influence of the earthquakes on temporal characteristics of radio noise at $f=2+4$ MHz depending on power, distance to an observation site, kind of place (over land, under water) and depth of an earthquake.