

ПРИЧИНЫ НЕРЕГУЛЯРНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЭФФЕКТА ПОЛУДЕННОГО ВОССТАНОВЛЕНИЯ (ПВ) ВО ВРЕМЯ ЯВЛЕНИЙ ППШ

В.А. Ульев (АНИИ, СПб); vauliev@yandex.ru

Аннотация. После мощных протонных солнечных вспышек на высоких геомагнитных широтах (в центре полярной шапки и в авроральной зоне) регистрируется аномальное поглощение типа «полярной шапки» (ППШ). В целом временная вариация ППШ повторяет вариацию потока протонов (ПП) с энергией около 10 МэВ. Однако на станциях авроральной зоны в часы, близкие к местному полудню, часто наблюдается спад поглощения, который называется эффектом полуденного восстановления (ПВ) / 1 /. Этот эффект регистрируется не в каждом явлении ППШ и не в каждый из дней ППШ. Целью данной работы является анализ основных факторов, влияющих на регулярность проявления ПВ.

Физические основы проявления ПВ

Эффект ПВ обусловлен наличием суточной вариации жёсткости геомагнитного обрезания (ЖГО) ионизирующего спектра ПП на авроральных широтах. Эта вариация проявляется в том, что в ночные часы на противосолнечной стороне магнитосферы ЖГО равна 0, а в дневные часы на подсолнечной стороне магнитосферы – не равна 0. Поток протонов (ПП), вызывающий поглощение ППШ, можно условно разделить на ПП низких энергий в диапазоне $E_p = 1-30$ МэВ ($ПП_{нз}$), который исключается («обрезается») из процесса ионизации на дневной стороне и ПП высоких энергий в диапазоне $E_p = 30 - 100$ МэВ ($ПП_{вз}$), который не исключается («не обрезается») на дневной стороне. $ПП_{нз}$ проникают на высоты верхней мезосферы (примерно $h = 70 - 90$ км) и обуславливают поглощение $A_{ПП_{нз}}$, а $ПП_{вз}$ – на высоты нижней мезосферы (примерно $h = 50 - 70$ км) и обуславливают поглощение $A_{ПП_{вз}}$.

В ночные часы ЖГО равна 0, поэтому атмосферу на противосолнечной стороне магнитосферы ионизует весь ПП ($ПП_{нз}$ и $ПП_{вз}$) и поглощение в ночные часы равно $A_n = A_{ПП_{нз}} + A_{ПП_{вз}}$. В дневные часы на подсолнечной стороне ЖГО не равна 0, поэтому дневную атмосферу ионизует только $ПП_{вз}$, а поглощение в дневные часы равно $A_d = A_{ПП_{вз}}$. Амплитуда ПВ вычисляется по формуле:

$$M = 1 - A_d/A_n = 1 - A_{ПП_{вз}} / (A_{ПП_{нз}} + A_{ПП_{вз}}) \quad (1)$$

Экспериментальные и расчётные данные

В данном разделе анализируется влияние на амплитуду ПВ (М) изменения спектра ПП, уровня геомагнитной активности (ГА) и температуры мезосферы. Для анализа были рассмотрены экспериментальные значения амплитуды ПВ на ст. Диксон, зарегистрированные во время явлений ППШ с 1966 – 1998 г., а так же значения показателя степенного интегрального энергетического спектра ПП (γ) и значения индекса ГА (Кр) в дни проявления ПВ. Расчётные значения амплитуды ПВ определялись с использованием численной модели явлений ППШ, разработанной в отделе геофизики АНИИ / 1, 6 /.

Спектр потоков протонов (ПП). На рис. 1а представлены экспериментальные и расчётные значения амплитуды ПВ (черные точки и открытые треугольники соответственно) в зависимости от показателя степенного спектра ПП (γ). Величины М определялись как средние в заданных интервалах значений γ . Линии аппроксимации экспериментальных и расчётных данных показывают, что чем выше γ (мягче спектр), тем больше амплитуда ПВ. Это обусловлено тем, что при мягком спектре относительно количество $ПП_{нз}$ выше, а $ПП_{вз}$ ниже, чем при жёстком. Поэтому при мягком спектре из процесса ионизации на дневной стороне исключается относительно больше частиц и поглощение на дневной стороне (A_d) меньше, чем при жёстком (рис. 1б). В результате амплитуда ПВ выше при мягком спектре, чем при жёстком / 2 /:

$$\gamma \uparrow \text{ ----- } ПП_{нз} \uparrow (ПП_{нз} \downarrow) \text{ ----- } A_{ПП_{нз}} \uparrow (A_{ПП_{нз}} \downarrow) \text{ ---- } A_n \uparrow (A_d \downarrow) \text{ --- } M \uparrow$$

Уровень геомагнитной активности (ГА). На рис. 2а представлены средние экспериментальные и расчётные значения амплитуды ПВ (М) на ст. Диксон (зачернённые и открытые кружки соответственно) в зависимости от индекса ГА (Кр). Величины М определялись как средние в заданных интервалах значений Кр. Видно, что при увеличении Кр (возрастании ГА) амплитуда ПВ уменьшается. На рис. 2б представлены значения суточной вариации ЖГО на ст. Диксон, полученные при траекторных расчётах для равноденственной даты (21 сентября) / 4, 7/. При высоком уровне ГА (Кр = 6) амплитуда суточной вариации ЖГО ($L_{свжго} = 8$ МэВ) значительно меньше, чем при низком ($L_{свжго} = 22$ МэВ). При малой амплитуде суточной вариации ЖГО (высокий уровень ГА) на дневной стороне из процесса ионизации исключается меньше частиц, а следовательно дневное поглощение (A_d) больше, чем при большой амплитуде суточной

вариации ЖГО (низкий уровень ГА). Поэтому при высоком уровне ГА амплитуда ПВ меньше, чем при низком:

$$Kp \uparrow \text{ --- } L_{\text{свжго}} \downarrow \text{ --- } A_d \uparrow \text{ --- } M \downarrow$$

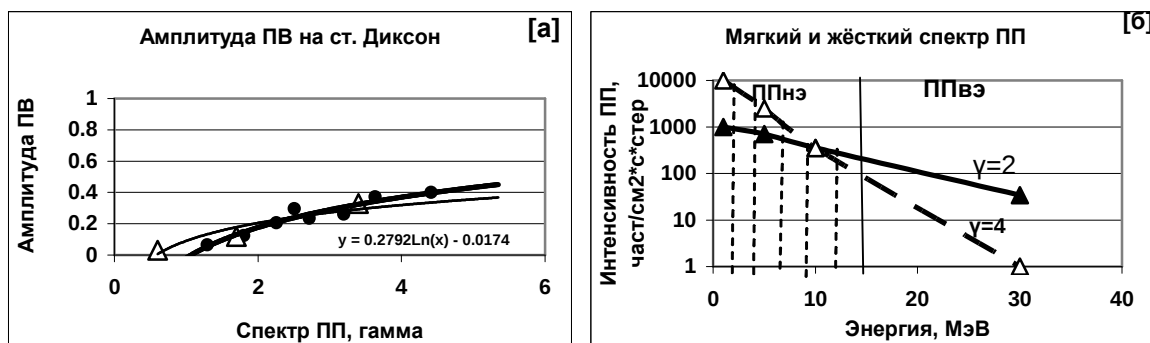


Рис. 1а Зависимость амплитуды ПВ от спектра ПП на ст. Диксон
экспериментальные (● —) и расчётные (Δ □) данные

Рис.16 Соотношение ПП низких и высоких энергий (ППнэ, ППвэ) при различных спектрах
▲ — жёсткий спектр ($\gamma = 2$) Δ — мягкий спектр ($\gamma = 4$)

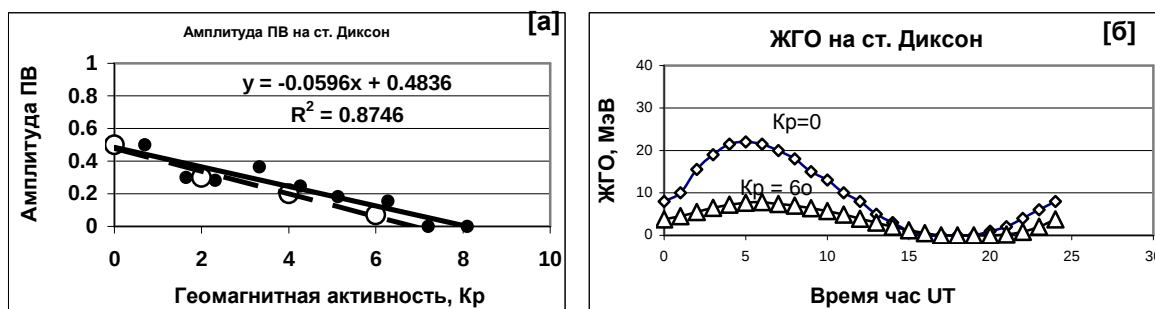


Рис. 2а Зависимость амплитуды ПВ на ст. Диксон от уровня ГА
по экспериментальным (● □) и расчётным (○ —) данным

Рис. 2б Расчётные значения ЖГО (траекторный метод) на ст. Диксон
при различных уровнях геомагнитной активности: [◇] - $Kp = 0$ [Δ] - $Kp = 6$

Температура верхней мезосферы. На рис. 3а приведены (зачернённые кружки) экспериментальные среднемесячные значения амплитуды ПВ ($M_{\text{ср}}$). Линия криволинейной регрессии (утолщённая линия), аппроксимирующая значения $M_{\text{ср}}$, показывает, что амплитуда ПВ летом несколько меньше, чем в равноденственные сезоны. Для обоснования причины такой тенденции рассмотрены данные о сезонном изменении амплитуды суточной вариации ЖГО и температуры мезосферы.

На рис. 3б представлены значения амплитуды суточной вариации ЖГО ($L_{\text{свжго}}$) на ст. Диксон в марте, июне и сентябре, полученные в результате траекторных расчётов ЖГО /4, 5/. Видно, что $L_{\text{свжго}}$ примерно на 20% выше летом, чем в равноденствие (летняя $L_{\text{свжго}} = 26$ МэВ, равноденственная $L_{\text{свжго}} = 22$ МэВ). Это связано с тем, что угол наклона оси диполя (Ψ) к плоскости эклиптики летом меньше, чем в равноденствие, что в итоге приводит к увеличению ЖГО на авроральных широтах летнего полушария / 6 /. При высокой амплитуде суточной вариации ЖГО ($L_{\text{свжго}}$) меньше ППвэ на дневной стороне, следовательно меньше дневное поглощение (A_d) и амплитуда ПВ выше:

$$\text{Лето: } \Psi \downarrow \text{ --- } L_{\text{свжго}} \uparrow \text{ --- } \text{ПП}_{\text{вэ}} \downarrow \text{ --- } A_d \downarrow \text{ --- } M \uparrow$$

На рис. 3в приведены значения температуры (T) нижней и верхней мезосферы ($h = 60$ и 80 км) в середине каждого месяца года над ст. Диксон, рассчитанные по модели MSIS-90. Видно, что на высоте 80 км (верхняя мезосфера) температура очень сильно понижается (примерно на 50°) в июне, июле и августе (метеорологическое лето) по сравнению с весенне-осенними месяцами. На высоте 60 км (нижняя мезосфера) сезонная вариация температуры практически отсутствует.

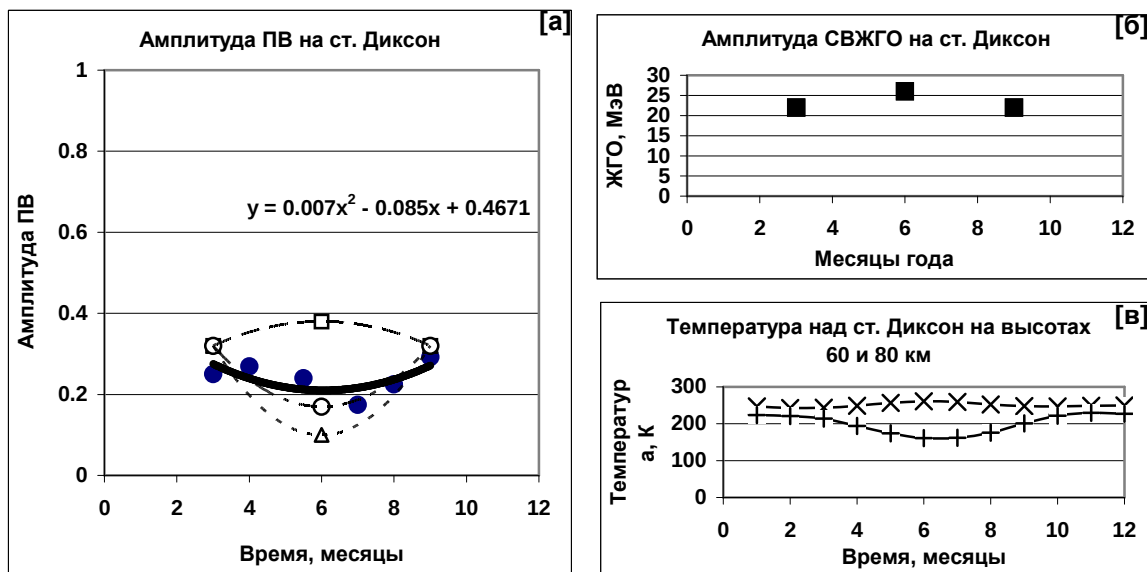


Рис. 3 Среднемесячные значения амплитуды ПВ (а), температуры над ст. Диксон на высотах 60 и 80 км по модельным расчётам (б), амплитуда СВЖГО на ст. Диксон по траекторным расчётам (в) в различные месяцы года

- экспериментальные значения амплитуды ПВ
- расчёт: значения амплитуды ПВ при изменении амплитуды СВЖГО ($L_{\text{СВЖГО}}$)
- Δ расчёт: значения амплитуды ПВ при изменении коэф. эффект. рекомбинации (α)
- расчёт: значения амплитуды ПВ при изменении $L_{\text{СВЖГО}}$ и α
- x, + расчёт: температура на высоте 60, 80 км
- амплитуда СВЖГО

Понижение температуры на высотах верхней мезосферы ($h > 70$ км) вызывает увеличение скорости рекомбинации электронов на этих высотах / 3 /. В работе / 3 / указано, что в летнем ППШ (4 августа 1972 г.) коэффициент эффективной рекомбинации верхней мезосферы ($\alpha_{\text{ВМ}}$) на высотах 70 – 85 км примерно в 20 раз выше, чем в осеннем ППШ (2 ноября 1969 г.). Возрастание скорости рекомбинации электронов в верхней мезосфере приводит к уменьшению вклада в поглощение ПП_{НЭ}, а следовательно к относительному увеличению вклада в поглощение ПП_{ВЭ}, увеличению дневного поглощения A_d и к уменьшению амплитуды ПВ.

Лето: $T_{\text{ВМ}} \downarrow \text{ --- } \alpha_{\text{ВМ}} \uparrow \text{ --- } A_{\text{ППНЭ}} \downarrow \text{ --- } A_d \uparrow \text{ --- } M \downarrow$

Для количественной оценки влияния сезонного изменения амплитуды суточной вариации ЖГО ($L_{\text{СВЖГО}}$) и коэффициента эффективной рекомбинации верхней мезосферы ($\alpha_{\text{ВМ}}$) были проведены серии расчётов амплитуды ПВ на ст. Диксон 21 марта (1 серия), 21 сентября (1 серия) и 20 июня (3 серии). Летнее уменьшение наклона оси диполя имитировалось увеличением амплитуды суточной вариации ЖГО, ($L_{\text{СВЖГО}}$). а летнее понижение температуры верхней мезосферы (от 75 км – до 90 км) – увеличением коэффициента эффективной рекомбинации на высотах верхней мезосферы ($\alpha_{\text{ВМ}}$).

В расчётах 21 марта и 21 сентября в модель вводились равноденственные значения $L_{\text{СВЖГО}}$ и $\alpha_{\text{ВМ}}$.

В первой серии расчётов 20 июня в модель вводились значения суточной вариации ЖГО, соответствующие летнему сезону, т.е. равноденственные значения суточной вариации ЖГО увеличенные на 20%. Значения коэффициента эффективной рекомбинации соответствовали равноденственным величинам.

Во второй серии - в модель вводились летние значения коэффициента эффективной рекомбинации верхней мезосферы, увеличенные в 20 раз по сравнению с равноденственными величинами, а значения суточной вариации ЖГО сохранялись равноденственными.

В третьей серии - в модель вводились увеличенные значения суточной вариации ЖГО и коэффициента эффективной рекомбинации верхней мезосферы, соответствующие летнему сезону.

В расчётах использовались значения γ и K_p примерно средние в том диапазоне этих величин, которые обычно наблюдаются во время явлений ППШ ($\gamma = 2.7$ и $K_p = 2+$).

Расчётные значения амплитуды ПВ (М) нанесены на графике зависимости М от месяца года (рис. 3а). Светлые квадраты, треугольники и кружки обозначают результаты расчётов, полученные при изменении соответственно только амплитуды суточной вариации ЖГО ($L_{\text{СВЖГО}}$), только коэффициента эффективной рекомбинации ($\alpha_{\text{ВМ}}$) и обоих факторов вместе. Расчётные значения аппроксимированы линиями криволинейной регрессии (тонкие штриховые линии).

Сопоставление расчётных значений M в равноденственные и летний сезоны позволяет сделать следующие выводы. (1) Увеличение только $L_{\text{свжго}}$ приводит к увеличению амплитуды ПВ примерно на 16 %. (2) Увеличение только $\alpha_{\text{вм}}$ приводит к очень сильному уменьшению амплитуды ПВ (примерно на 70 %). (3) При совместном изменении обоих факторов более сильное воздействие оказывает увеличение $\alpha_{\text{вм}}$, т.е. понижение температуры верхней мезосферы.

Заключение

Приведённые данные показывают, что жёсткий спектр ПП, высокий уровень ГА и низкая температура верхней мезосферы вызывают существенное уменьшение амплитуды ПВ. При сочетании этих факторов амплитуда ПВ может уменьшиться до 0. Поэтому причиной нерегулярного проявления ПВ следует считать изменение спектра ПП, уровня ГА и температуры верхней мезосферы. На ст. Диксон эффект ПВ регистрируется не в каждом ППШ, а примерно в 50% этих явлений (неопубликованные данные автора статьи).

Список литературы

1. Дриацкий В.М. , Природа аномального поглощения космического радиоизлучения в нижней ионосфере высоких широт, Гидрометеиздат, Ленинград, 1974 г.
2. Ульев В.А. , Связь между появлением эффекта полуденного восстановления во время РСА и гелиодолготой вспышки., Ленинград, Гидрометеиздат, Труды ААНИИ, т.350, с. 73-80, 1978.
3. Данилов А.Д., Метеорологические эффекты в ионосфере, Л., Гидрометеиздат, 213 с 1987.
4. Ульев В.А., Долговременные тренды частоты проявления полуденного уменьшения ППШ, обусловленного солнечными протонами, Труды международной конференции ГАО РАН, Пулково, с. 569 – 574, 2002.
5. Ульев В.А. , Некоторые особенности проявления эффекта полуденного восстановления ППШ и траекторные расчёты жёсткости геомагнитного обрезания, Труды международной конференции ГАО РАН, Пулково, с. 465 – 472, 2003.
6. Данилова О.А., Тясто М.И. , Вариации жесткостей обрезания космических лучей, обусловленные изменениями угла наклона оси геомагнитного диполя в магнитном поле модели Цыганенко (1989), Геомагнетизм и аэрономия. v 36, с. 74 – 78, 1989.