

Reação da termosfera a tempestades geomagnéticas

Thermosphere response to geomagnetic storms

D. M. Oliveira^{*1,2}, M. V. D. Silveira^{2,3}

¹NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt MD, USA

²Goddard Planetary Heliophysics Institute, University of Maryland Baltimore County, Baltimore, MD USA

³Universities Space Research Association, Columbia, MD, USA

Recebido em 28 de Setembro, 2016. Revisado em 19 de Dezembro, 2016. Aceito em 18 de Janeiro, 2017.

A termosfera é uma das camadas mais externas da atmosfera terrestre, localizada entre 90-1000 km de altitude, logo abaixo da exosfera. Composta por átomos e moléculas neutras, ou partículas neutras, a termosfera é extremamente sensível à variações de energia nela depositada. Durante a ocorrência de tempestades geomagnéticas, moderadas ou intensas, uma grande quantidade de energia e momentum são depositadas em regiões de alta latitude da termosfera. O plasma, proveniente do vento solar, é energizado na magnetosfera e ao atingir a termosfera provoca o aquecimento das partículas neutras e a elevação da camada. As perturbações causadas pelas tempestades geomagnéticas na termosfera afetam as órbitas de satélites e outros objetos que transitam nessa região. Assim, o estudo de tais efeitos é extremamente importante do ponto de vista científico e tecnológico. Neste artigo, apresentaremos uma revisão das principais características da termosfera durante intervalos de calma (sem tempestades) e intervalos de tempestade. Logo após, discutiremos os efeitos provocados na termosfera pela tempestade geomagnética ocorrida em 20 de novembro de 2003. Para exemplificar os efeitos causados na termosfera, apresentaremos dados de densidade de partículas neutras observados pelo acelerômetro a bordo de um satélite de baixa órbita (LEO, do inglês *low-Earth orbit*) coletados durante aquela tempestade geomagnética.

Palavras-chave: Tempestades geomagnéticas, interações MIT, elevação de partículas neutras na termosfera.

The thermosphere is one of the highest layers of the Earth's atmosphere, localized in altitude regions between 90-1000 km, right below the exosphere. Composed of neutral atoms and molecules, or neutral particles, the thermosphere is extremely sensitive to variations of energy input. During the occurrence of moderate or intense geomagnetic storms, large quantities of plasma energy and momentum are deposited in high latitude regions of the thermosphere. Solar wind plasma, previously energized by the magnetosphere, reaches the thermosphere causing the heating and upwelling of neutral particles. The thermosphere disturbances caused by geomagnetic storms affect the orbit of satellites and other objects that fly in that region. Therefore, the study of such effects are extremely important in the scientific and technological view. In this paper, we present a review of the main characteristics of the thermosphere during quiet times (no storms) and during storm times. Then, we discuss the effects caused by the 20 November 2003 geomagnetic storm on the thermosphere. As an example, we present data of neutral density observed by the accelerometer onboard a LEO (low-Earth orbit) satellite during that geomagnetic storm.

Keywords: Geomagnetic storms, MIT interactions, thermosphere neutral particle upwelling.

1. Introdução

O ambiente próximo da Terra, ou simplesmente o *geoespaço*, é diretamente afetado por fenômenos ge-

rados na superfície do Sol [1–3]. Tais fenômenos são objetos de estudo de uma disciplina denominada clima espacial [3–6]. Por exemplo, o vento solar, que se propaga no meio interplanetário, desempenha um papel importante no controle da atividade geomagnética que ocorre tanto no geoespaço quanto

*Endereço de correspondência: dennymauricio@gmail.com.

na superfície da Terra [5, 7]. O vento solar interage diretamente com o campo magnético terrestre, ou a magnetosfera [8]. A forma geral da magnetosfera pode facilitar tais interações se a componente norte-sul (z) do campo magnético interplanetário (do inglês IMF, *interplanetary magnetic field*) se dirigir para o sul ($B_z < 0$) [9]. Esse processo é denominado *reconexão magnética* [10], o qual favorece a entrada de energia eletromagnética no sistema magnetosfera-ionosfera-termosfera (MIT). Os resultados mais comuns dessas interações são as tempestades e sub-tempestades geomagnéticas [5, 7, 11], auroras boreais e austrais [5, 7], correntes elétricas alinhadas ao campo magnético [12], entre outros. Em geral, a intensidade de atividade geomagnética varia de acordo com o ciclo solar. Com base em observações históricas e contemporâneas [13], sabemos hoje que o ciclo solar corresponde a aproximadamente 11 anos. Em períodos de máxima atividade solar, o número de manchas solares observadas na superfície do Sol é alto, ao passo que em épocas de baixa atividade solar, o número de manchas solares é baixo [14]. Perturbações solares são mais frequentes durante períodos de alta atividade solar [15, 16].

Dentre muitas, a estrutura mais importante, resultante das perturbações solares, é a chamada ejeção de massa coronal (sigla CME, *coronal mass ejection*, em inglês) [17–19]. CMEs são frequentemente observadas por imagens de coronógrafos a bordo de satélites. Coronógrafo é um tipo de telescópio usado para bloquear a luz proveniente diretamente do Sol, possibilitando a observação direta da atmosfera solar, também conhecida como coroa solar. Missões da NASA como o satélite SOHO (*Solar and Heliospheric Observatory*, sigla em inglês) e as sondas STEREO A e B (*Solar TERrestrial RELations Observatory*, sigla em inglês) possuem coronógrafos para observações da coroa solar. A Fig. 1 representa uma sequência de imagens do coronógrafo LASCO C2 [20], a bordo do SOHO, que ilustram típicas regiões encontradas em uma CME. Tais regiões correspondem a região do choque/bainha (do inglês *shock/sheath*), um vazio (*void*), envolto por um tubo de fluxo magnético (em geral, uma estrutura magnética), e o núcleo (*core*), que contém o material de filamento [21]. Choques impulsionados pelas regiões frontais de CMEs e estruturas magnéticas dentro de CMEs desempenham um papel importante na atividade geomagnética desencadeada pela interação de CMEs sobre a magnetosfera terrestre.

Geralmente, a atividade geomagnética desencadeada pela estrutura magnética é mais intensa do que a atividade geomagnética desencadeada pelo choque/bainha. Isso acontece porque estruturas magnéticas no interior de CMEs possuem componentes B_z com intensa rotação, o que facilita sua reconexão com o campo geomagnético e portanto possibilita a entrada de grandes quantidades de energia no sistema MIT [22–26].

CMEs são conhecidas como a principal causa de tempestades geomagnéticas [27, 28]. CMEs desempenham um papel importante na previsão de clima espacial porque elas são mais geofetivas quando comparadas com outras perturbações solares como, por exemplo, CIRs (do inglês *corotating interaction region*) [28, 29]. Quando uma CME atinge a magnetosfera terrestre, o primeiro efeito dramático medido por magnetômetros no solo é identificado como um salto abrupto na componente horizontal do campo magnético. Este fenômeno é denominado início súbito de tempestade geomagnética (SSC, em inglês, *storm sudden commencement*) [30], proveniente de perturbações da corrente anelar [22]. A quantificação desse efeito é obtida por meio do índice SYM-H, de resolução temporal de 1 minuto. Esse índice é similar ao índice de distúrbio de tempestade (Dst, do inglês *disturbance storm time*), o qual possui resolução temporal de 1 hora. A atividade geomagnética desencadeada por choques interplanetários impulsionados por CMEs podem ser intensificadas, por exemplo, se os choques interplanetários atingirem a magnetosfera frontalmente [31]. A geofetividade de choques interplanetários controlada por ângulos de impacto tem sido estudada tanto por meio de simulações numéricas [5, 32, 33] e dados experimentais de satélites e magnetômetros de solo [5, 15, 33, 34].

Neste artigo, discutimos algumas das principais características da termosfera durante intervalos de calma e intervalos de tempestade. Como exemplo, mostramos ao leitor as causas e consequências da tempestade geomagnética de 20-21 de novembro de 2003, com foco nos efeitos gerados pela tempestade geomagnética na termosfera. No que se segue, este artigo é dividido na seguinte maneira: na seção 2, discutimos brevemente as principais camadas da atmosfera terrestre e os efeitos de tempestades geomagnéticas na termosfera. Na seção 3, mostramos um acelerômetro a bordo de um satélite LEO (do inglês *low-Earth orbit*) utilizado para se medir ace-

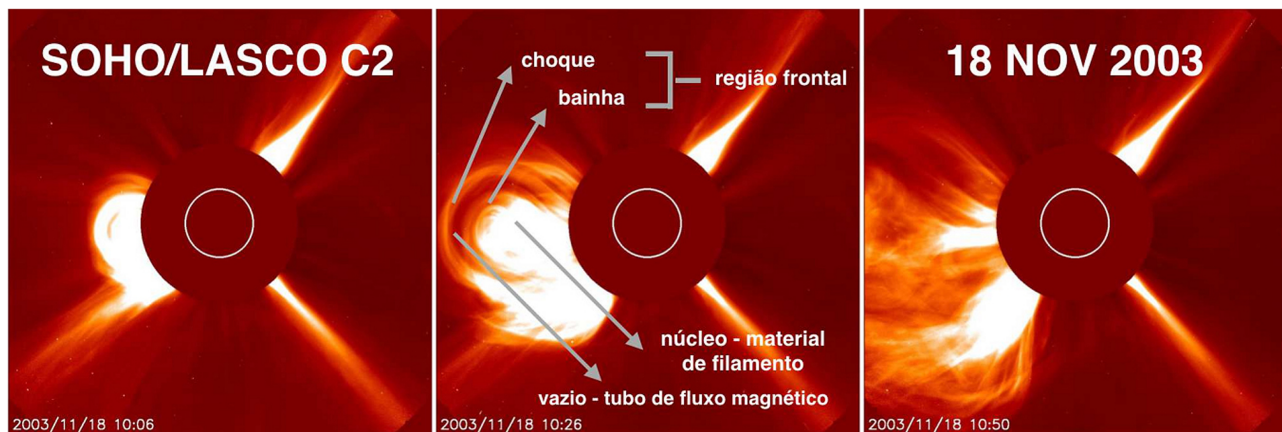


Figura 1: Uma sequência de imagens de uma CME, obtidas pelo telescópio LASCO a bordo do satélite SOHO, representando três regiões diferentes de uma CME. Veja texto para mais detalhes. Imagens SOHO/LASCO C2 estão disponíveis no site <http://sohodata.nascom.nasa.gov>.

leração de arrasto para cálculos da densidade de partículas neutras. Para fins de simplificação consideraremos *partículas neutras* como sendo átomos neutros ou moléculas neutras encontradas na termosfera. Um exemplo de efeitos provocados por uma tempestade geomagnética na termosfera é mostrado na seção 3. Finalmente, a seção 4 conclui o artigo.

2. A atmosfera terrestre

2.1. Composição da atmosfera terrestre

A atmosfera terrestre corresponde a uma camada de gases localizada em torno da Terra ligada gravitacionalmente a ela. Sem atmosfera nenhuma forma de vida existiria na Terra. A atmosfera protege a superfície da Terra de radiações provenientes do Sol e do espaço sideral e também controla a temperatura terrestre por meio do efeito estufa [35]. A atmosfera é composta por diversos gases, sendo nitrogênio o mais abundante ($\sim 78\%$) ao nível do mar [36]. Oxigênio é o segundo gás mais abundante, correspondendo a $\sim 21\%$. A tabela 1 mostra aproximadamente a porcentagem dos gases que compõem a atmosfera terrestre quando medidos ao nível do mar.

A atmosfera se torna mais rarefeita com o aumento de altitude, ou seja, a pressão e densidade diminuem com a altitude. Não existe um limite superior bem definido entre a atmosfera e o meio interplanetário. A atmosfera se torna altamente rarefeita entre 100-120 km; entretanto, ar ainda pode ser medido em altitudes correspondendo a centenas de quilômetros em relação ao nível do mar.

Tabela 1: Típica composição da atmosfera terrestre. Informações utilizadas na confecção desta tabela foram obtidas da referência [36].

Gás	Fórmula	Volume(%) [†]
Nitrogênio	N ₂	78.084
Oxigênio	O ₂	20.946
Argônio	Ar	0.9340
Dióxido de carbono	CO ₂	0.0397
Neon	Ne	0.001818
Hélio	He	0.000524
Metano	CH ₄	0.000179

[†]Volumes de gases na atmosfera ao nível do mar.

A atmosfera é geralmente dividida em camadas, como mostra a Fig. 2. Entretanto, tais camadas também não possuem uma divisão clara entre elas devido ao fato da atmosfera ser um ambiente extremamente dinâmico e altamente susceptível a acréscimos de energia solar e variação dia-noite [37, 38]. Entretanto, as camadas da atmosfera são divididas em termos de temperatura, pressão e densidade dos gases que a compõem. A seguir, faremos uma breve apresentação das características mais importantes das camadas da atmosfera terrestre com foco na termosfera.

A camada mais inferior da atmosfera, a *troposfera*, tem limites superiores que variam entre 5-10 km. A troposfera desempenha um papel importante em estudos de física da atmosfera terrestre, uma vez que é nela que vivemos. A maioria dos efeitos climáticos, tais como nuvens, relâmpagos e mudanças de temperatura na superfície ocorrem na troposfera. A troposfera também fornece energia para as camadas



Figura 2: Camadas da atmosfera da Terra. Temperaturas e altitudes típicas de cada região são mostradas na figura. Esta figura foi obtida do site <http://acervo.novaescola.org.br/img/geografia/228-naduvinda2g.jpg>. Crédito do Infográfico: Marcelo Garcia e Luiz Iria (consultor).

localizadas acima dela. A temperatura dos gases da troposfera diminui com a altitude, variando aproximadamente de 25 a 3 °C. A maioria da massa da atmosfera terrestre está concentrada na troposfera.

A *estratosfera* é a camada acima da troposfera. Os limites da estratosfera variam aproximadamente de 10-50 km. O ozônio, um gás relativamente abundante na estratosfera, tem uma alta capacidade de absorver radiação solar. Devido a esse processo, a estratosfera é aquecida. Ao contrário do que ocorre na troposfera, a temperatura aumenta com a altitude na estratosfera. Esta estratificação de temperatura impede a convecção e mistura dos gases na estratosfera. Voos comerciais ocorrem na estratosfera com o objetivo de impedir efeitos de turbulência, geralmente comuns na troposfera.

A camada superior a estratosfera é a *mesosfera*. Na mesosfera, a temperatura volta a diminuir com o aumento da altitude. Em fato, as temperaturas mais baixas da atmosfera são frequentemente medidas na mesosfera (~ -90 °C). A mesosfera é a camada menos compreendida da atmosfera devido ao fato de que balões atmosféricos não conseguem atingi-la e satélites orbitam a Terra em camadas a ela superiores, o que dificulta a obtenção de medidas.

Nuvens com comportamento anômalo denominadas *noctilucent clouds* ocorrem na mesosfera. Descargas elétricas pouco compreendidas ocorrem nestas nuvens, denominadas *sprites* e *ELVES* [40], em altitudes que correspondem a dezenas de quilômetros acima de nuvens comuns na troposfera.

A *termosfera* é a camada logo acima da mesosfera. A termosfera se concentra em altitudes entre 90 e 1000 km. As temperaturas aumentam subitamente na termosfera entre 200 e 300 km de altitude, permanecem constantes até suas regiões mais superiores onde atingem temperaturas entre 500 °C e 2000 °C. A termosfera é altamente sensível à radiação solar, uma vez que temperaturas são geralmente maiores em 200 °C no lado diurno em relação ao lado noturno. O limite superior da termosfera é definido como a região na qual condições barométricas não são mais válidas. Essa região é definida como o início da *exosfera*, região na qual temperaturas são consideradas praticamente constantes [41].

A Estação Espacial Internacional (ISS, do inglês *International Space Station*) e o ônibus espacial orbitam a Terra na região da termosfera. Apesar de ainda ser considerada parte da atmosfera terrestre, a termosfera apresenta densidades de massa muito baixas, da ordem de 10^{-12} kg/m³. Tal densidade, mesmo sendo extremamente baixa, afeta a órbita da ISS, do ônibus espacial e de satélites LEO que lá orbitam [42]. Tais efeitos correspondem à acelerações de arrasto provocadas pelas partículas neutras da termosfera, que podem levar ao decaimento orbital de tais objetos. Por exemplo, a ISS decai aproximadamente 3 km por mês devido a forças de arrasto na termosfera. Para manter uma altitude constante, em torno de 330 km, a ISS faz periódicas correções de altitudes com o auxílio de foguetes.

Em resumo, a atmosfera da Terra é composta majoritariamente por partículas neutras que compõem a termosfera. Entretanto, dentro da termosfera, existe uma outra população considerável de gás ionizado. Esse gás ionizado forma a *ionosfera*. Apesar da ionosfera e parte da termosfera compartilharem a mesma região da atmosfera, tais regiões são energizadas e movimentadas por fontes diferentes [43]. Entretanto, a ionosfera é acoplada mecanicamente à termosfera através de colisões entre partículas neutras e ionizadas [12]. Os efeitos desse acoplamento ionosfera-termosfera (IT) são altamente amplificados durante tempestades geomagnéticas, os quais

serão discutidos a seguir, e um exemplo de um evento será apresentado na seção 3.

2.2. A termosfera durante tempestades geomagnéticas

Fig. 3 mostra esquematicamente como a termosfera recebe energia solar [39]. A principal fonte de energia e momentum que entra no sistema IT é a radiação solar de comprimento de onda de 10-124 nm denominada radiação ultravioleta extrema (*extreme ultraviolet*, EUV, sigla em inglês). Esse resultado foi observado durante três ciclos solares [44]. Em condições normais, ou seja, sem tempestades, outras fontes minoritárias de energia são o efeito Joule e a precipitação de partículas. No entanto, durante eventos extremos de tempestades geomagnéticas intensas, o efeito Joule pode ser responsável por cerca de 2/3 do saldo de energia absorvida pelo sistema MIT [44]. Assim, durante tais circunstâncias, a configuração da termosfera pode ser drasticamente modificada. Tais mudanças podem afetar o decaimento orbital de satélites.

O processo de energização da termosfera durante tempestades geomagnéticas é mostrado esquematicamente pela Fig. 4. Quando o plasma proveniente

do vento solar é energizado pela magnetosfera e penetra o sistema IT, energia e momentum são transferidos às partículas neutras na termosfera. Assim, esse processo de ionização aumenta a condutividade da ionosfera que por sua vez facilita o processo de condução de correntes elétricas que produzem o efeito Joule [12]. Tal efeito desencadeia o aquecimento das partículas neutras e a expansão da termosfera [45]. Satélites LEO nesta região sofrem com o aumento da força de arrasto que por sua vez provocam seus decaimentos orbitais [42]. Conhecimentos do decaimento orbital de satélites têm sido utilizados para estimar a densidade de partículas neutras na termosfera. Observações pioneiras do decaimento de satélites durante tempestades geomagnéticas foram feitas por L. G. Jacchia [46]. Por exemplo, os decaimentos de três satélites LEO foram estudados para se calcular a densidade em regiões entre 325 e 450 km de altitude durante as tempestades geomagnéticas do dia da Bastilha de 2000 (14 de julho de 2000) [47].

A termosfera é sensível ao impacto de choques interplanetários ou eventos de intensificação de pressão dinâmica sobre a magnetosfera. Tais impactos provocam o aquecimento de partículas neutras em regiões de altas latitudes da termosfera [48–51]. Por exem-

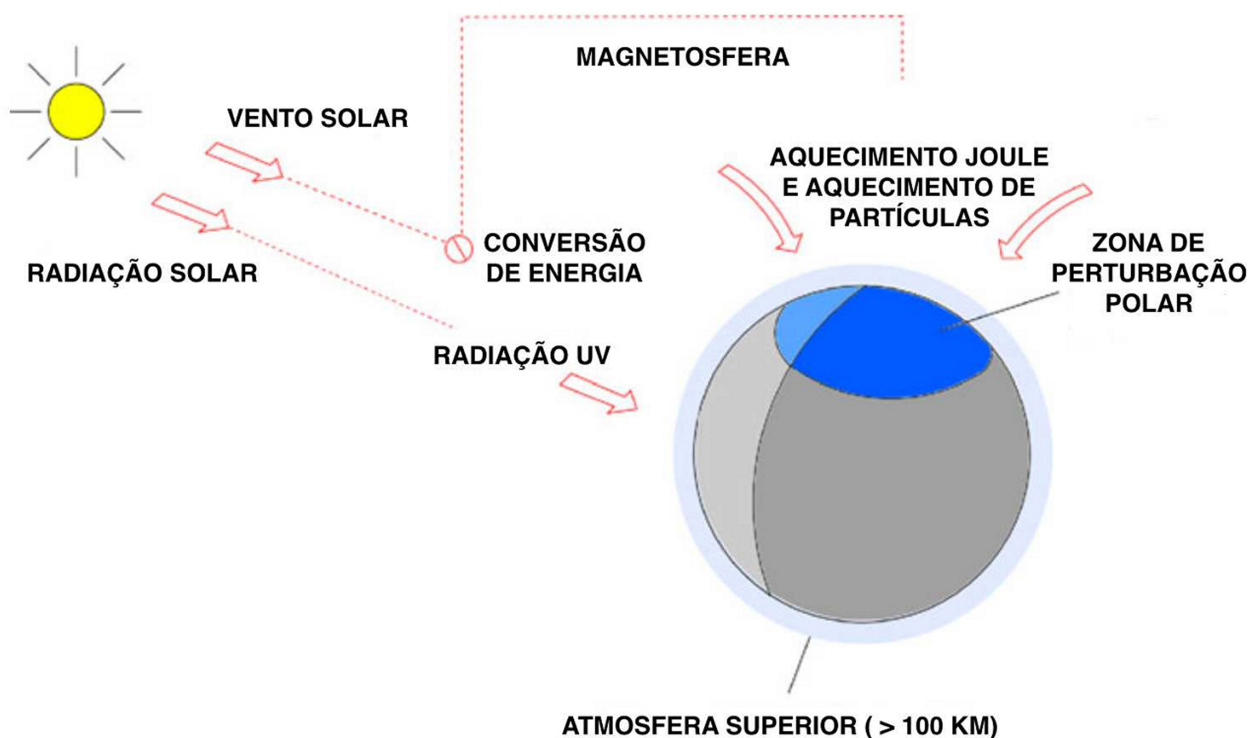


Figura 3: Os principais modos de transmissão de energia solar à termosfera: radiação UV e aquecimento Joule. Figura extraída e adaptada da literatura [39].

plo, os efeitos causados por interações de estruturas magnéticas de CMEs com a magnetosfera (início da fase principal de tempestade) são mais intensos do que os efeitos causados pelo impacto de CMEs com a magnetosfera (compressão) [51, 52].

Durante tempestades geomagnéticas, energia e momentum são primeiramente depositados nas regiões de altas latitudes da termosfera. Regiões de altas latitudes incluem as zonas aurorais e a calota polar [39]. As zonas aurorais são as regiões que recebem maior quantidade de energia eletromagnética durante tempestades geomagnéticas [53–55]. Devido ao constante incremento de energia nessas regiões, estruturas de grande escala denominadas ondas de gravidade ou perturbações atmosféricas em movimento (TADs, do inglês *traveling atmospheric disturbances*) são lançadas a regiões de baixas latitudes [39, 54, 56–60]. Regiões de altas latitudes da termosfera são aquecidas em minutos, mas a energia se globaliza em aproximadamente 3 horas [51].

Em tempos mais recentes, dois satélites LEOs, CHAMP (CHallenging Minisatellite Payload) [61]

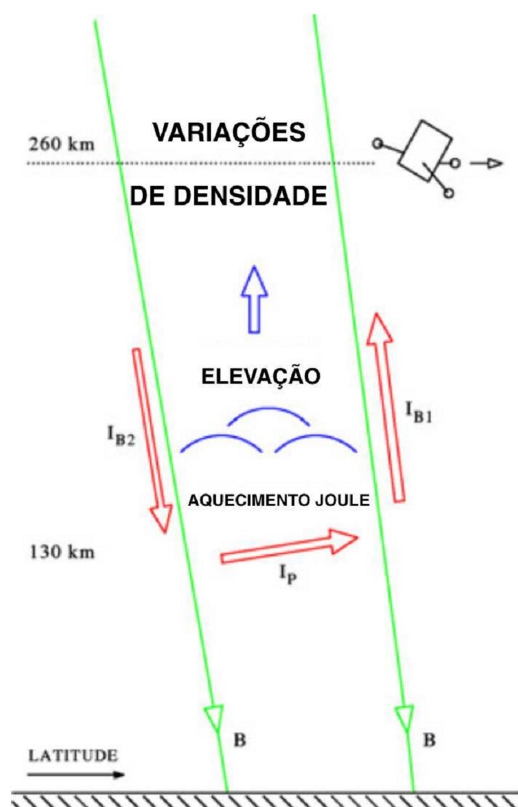


Figura 4: Um exemplo de um satélite LEO passando por uma região da termosfera com maior densidade de partículas neutras provocada por uma tempestade geomagnética. Figura adaptada da literatura [39].

e GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) [62] têm sido utilizados em estudos de efeitos em densidade de partículas neutras na termosfera. Algumas de suas principais descobertas são a propagação de ondas de gravidade de regiões aurorais a regiões equatoriais. Efeitos de decaimento orbital do satélite GRACE provocado por elevação da densidade de partículas neutras também têm sido observadas durante tempestades geomagnéticas [52].

3. A tempestade geomagnética de 20 de novembro de 2003

3.1. Dados e instrumentação

Neste artigo, utilizamos dados dos satélites LEO CHAMP e GRACE. CHAMP foi lançado à atmosfera terrestre no dia 15 de julho de 2000 a uma altitude inicial de 456 km e retornou à superfície no dia 19 de setembro de 2010. A inclinação orbital do CHAMP era de 87.25°, e seu período orbital, 91 minutos. CHAMP cobriu todo o intervalo de 24 horas locais (amanhecer, meio-dia, ocaso, meia-noite) em 131 dias. GRACE corresponde a uma missão composta por dois satélites idênticos. GRACE-A e GRACE-B foram lançados no dia 17 de março de 2002 a uma altitude inicial de 500 km. A distância entre GRACE-A e GRACE-B é de aproximadamente 220 km. A inclinação de GRACE é de aproximadamente 89.5°, seu período orbital é de 95 minutos, e todas as horas locais são cobertas em um intervalo de 160 dias. Apesar de ainda estar em órbita, GRACE não coleta mais dados para medidas de densidade de partículas.

Fig. 5 mostra, como um exemplo, alguns dos instrumentos a bordo do satélite CHAMP. Aqui, o mais importante instrumento é o acelerômetro STAR (do inglês *Spatial Tri-axial Accelerometer for Research*), o qual teve como uma de suas finalidades medir acelerações causadas por forças não-gravitacionais exercidas na superfície do satélite. Tais acelerações são causadas por forças devidas à radiação solar e forças de arrasto associadas a densidade de partículas neutras na termosfera. Forças gravitacionais não fazem parte deste cálculo uma vez que STAR foi precisamente colocado no centro de massa do satélite. A resolução dos dados obtidos por STAR é de 0.1 Hz, i.e., STAR registra 1 ponto de dado a cada 10 segundos. O acelerômetro do satélite GRACE, o SuperSTAR, é similar ao acelerômetro STAR, mas com uma cadência 10 vezes maior, ou resolução

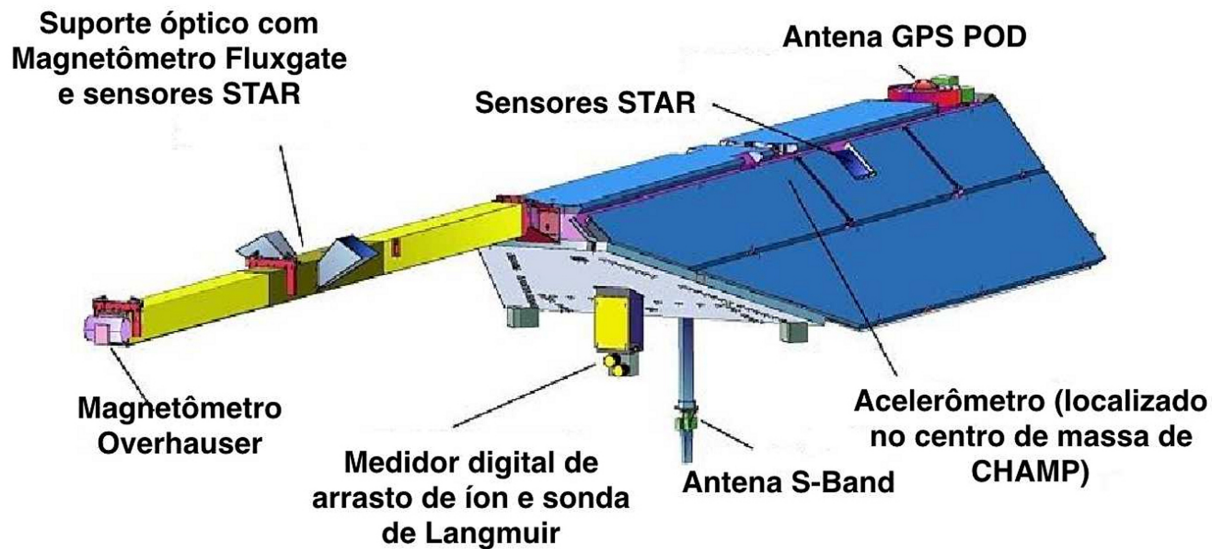


Figura 5: Vista frontal do satélite CHAMP com seus instrumentos mais importantes. Crédito da imagem: GFZ. Figura extraída e adaptada do site <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/c-missions/champ>

temporal de 1 Hz. Observações efetuadas pelos acelerômetros STAR e SuperSTAR foram processadas pelo GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ), o centro alemão de pesquisas em geociências. Leitores interessados nos detalhes de funcionamento dos acelerômetros STAR e SuperSTAR são encorajados a consultar a literatura [63–65].

O satélite CHAMP é composto por 15 placas externas. Supondo um macro-modelo para o satélite CHAMP, o acelerômetro STAR calcula a aceleração de arrasto de acordo com a expressão

$$\mathbf{a}_{\text{arrasto}} = \frac{1}{2}\rho \left[\sum_{i=1}^{15} C_D(i) \frac{A_i}{M} (\mathbf{v}_r \cdot \mathbf{n}_i) \cdot \mathbf{v}_r \right], \quad (1)$$

onde $C_D(i)$ é o coeficiente aerodinâmico da i -ésima placa, A_i é a área da i -ésima placa, $M = 500$ kg é a massa total do satélite CHAMP, \mathbf{v}_r é a velocidade do satélite em relação à atmosfera, \mathbf{n}_i é o vetor normal da i -ésima placa, e ρ é a densidade de partículas neutras na atmosfera. Para se obter a densidade de partículas neutras, basta isolar ρ na expressão (1). No caso do satélite GRACE, SuperSTAR obtém densidade em forma similar a de CHAMP, mas é baseado em um macromodelo de 8 placas externas. Detalhes de erros provenientes de tais medidas foram publicados em trabalhos anteriores [63–65].

Os dados do vento solar e do IMF foram obtidos do website <http://omniweb.gsfc.nasa.gov> do programa OMNIWeb localizado na NASA/GSFC

em coordenadas GSM (do inglês *Geocentric Solar Magnetospheric* [66]). A resolução temporal dos dados do IMF é de 1 minuto. O banco de dados OMNI consiste em observações do meio interplanetário (IMF e vento solar), realizadas pelos satélites ACE ou Wind no ponto Lagrangeano L1, e projetadas no nariz do arco de choque, logo a frente da magnetopausa (para mais informações a respeito das técnicas utilizadas neste processo, navegue no site do programa OMNI ou consulte a literatura [67]). Esta mudança de coordenadas possibilita observar variações simultâneas nas propriedades do vento solar, do IMF e de atividade geomagnética no instante em que a CME interage com a magnetosfera. A medida da intensidade da tempestade geomagnética é obtida através do índice SYM-H, cuja resolução também é de 1 minuto [68]. O índice SYM-H foi obtido do World Data Center localizado em Kioto, no Japão. O site para download é <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/aeasy/index.html>.

3.2. Efeitos da tempestade geomagnética

O ano de 2003 foi marcado por intensas tempestades geomagnéticas que ocorreram entre outubro e novembro daquele ano. Por este motivo, tais eventos são hoje conhecidos por tempestades de Halloween [69]. As tempestades de Halloween representam as melhores evidências de efeitos causados por extremas e violentas perturbações causadas por alta

atividade solar. Os impactos provocados por tais perturbações sobre o sistema MIT foram e ainda são extensamente estudados. Para uma lista de artigos sobre as fontes, propagação e efeitos das perturbações solares das tempestades de Halloween, referimos os leitores interessados aos artigos introdutórios das publicações *Journal of Geophysical Research* [70] e *Geophysical Research Letters* [71].

A tempestade geomagnética de 20-21 de novembro de 2003 foi causada por uma CME originada por uma erupção solar M3.2/2N na região de manchas solares 501 ou N00E18 [72] (para mais informações sobre intensidades de erupções solares e regiões ativas no Sol, veja a referência [4]). Esta CME, fotografada pelo coronógrafo do LASCO C2 a bordo do SOHO às 0850 UT do dia 18 de novembro, é mostrada pela Fig. 6. Ao contrário da CME mostrada na Fig. 1, que foi originada em um dos limbos solares e portanto não se propagou em direção à Terra, a CME da Fig. 6 é uma CME de auréola (ou CME halo) que viajou no espaço interplanetário por aproximadamente 48 horas e se chocou com a magnetosfera às 0803 UT do dia 20

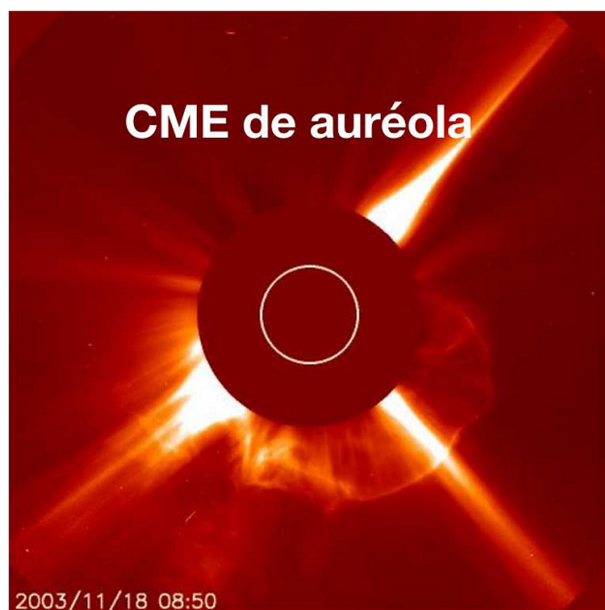


Figura 6: A CME de auréola que ocorreu no dia 18 de novembro de 2003, fotografada pelos coronógrafos de SOHO/LASCO C2, foi responsável pela tempestade geomagnética dos dias 20-21 de novembro do mesmo ano. Esta CME percorreu o espaço interplanetário por aproximadamente 48 horas antes de atingir a magnetosfera. Mais detalhes sobre esta CME podem ser encontrados no catálogo de CMEs disponível em [http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/DATA/level3/icmetable2.htm#\(a\)](http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/DATA/level3/icmetable2.htm#(a)).

de novembro. A velocidade desta CME de auréola foi em torno de 1100 km/s [72]. De acordo com o catálogo periodicamente atualizado pelo Dr. Ian Richardson e pela Dra. Hillary Cane, que pode ser acessado em ([http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/DATA/level3/icmetable2.htm#\(a\)](http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/DATA/level3/icmetable2.htm#(a))), esta CME foi a causa da tempestade geomagnética que se iniciou às 1124 UT do dia 20 de novembro de 2003, instante no qual o índice SYM-H começa a diminuir acentuadamente. Este é o início da fase principal da tempestade geomagnética.

Características do vento solar e do IMF, juntamente com atividade geomagnética durante a tempestade de 20-21 de novembro de 2003, são mostra-

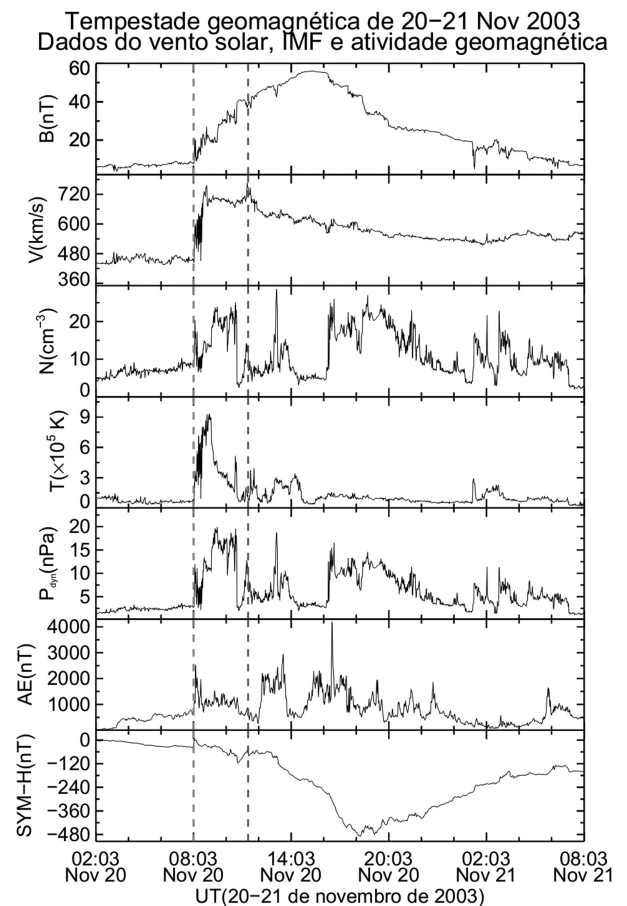


Figura 7: Características dos dados do vento solar, IMF e atividade geomagnética durante a tempestade de 20-21 de novembro de 2003. Do alto para baixo: IMF, em nT; velocidade do vento solar, em km/s; densidade de partículas, em cm^{-3} ; temperatura, em K; pressão dinâmica, em nPa; índice AE, em nT; e índice SYM-H, em nT. A linha vermelha e tracejada indica o momento do impacto da CME sobre a magnetosfera, e a linha verde tracejada indica o instante no qual a estrutura magnética dentro da CME chegou à magnetosfera.

das na Fig. 7. De cima para baixo, esta figura mostra: campo magnético total ($B = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2}$), em nT; velocidade do vento solar, em km/s; densidade de partículas, em cm^{-3} ; temperatura, em K; e pressão dinâmica (mnV^2 , m é usualmente a massa do próton), em nPa. A atividade geomagnética é representada pelos índices SYM-H e AE, ambos em nT. A linha (primeira) vertical vermelha mostra o instante em que a CME colide com a magnetosfera, às 0803 UT, e a linha (segunda) tracejada verde indica o momento de chegada da estrutura magnética à magnetosfera às 1124 UT (veja estruturas semelhantes na Fig. 1). De acordo com o catálogo de CMEs mencionado anteriormente, esta CME foi observada por monitores do vento solar e IMF às 0803 UT no ponto lagrangeano L1 do dia 20 de novembro de 2003.

Às 0740 UT, os dados do OMNI observaram um choque interplanetário causado pela CME no vento solar, uma vez que saltos positivos no IMF, velocidade, temperatura e densidade de partículas do vento solar foram por eles observados, o que caracteriza a ocorrência de um choque rápido e progressivo [5,31]. O IMF salta abruptamente de valores em torno de 7 nT a 20 nT, e em seguida aumenta gradativamente a quase 60 nT durante a fase principal da tempestade. A velocidade do vento solar também aumenta de ~ 400 km/s até ~ 750 km/s em um intervalo de aproximadamente 1 hora. A densidade numérica de partículas aumenta de ~ 3 cm^{-3} a ~ 20 cm^{-3} em um curto intervalo de tempo. A razão de compressão deste choque é $X = 3.31$ (veja lista na referência [33]). A temperatura do plasma aumenta de $\sim 1 \times 10^5$ K para quase 10×10^5 K em aproximadamente 1 hora. A pressão dinâmica, grandeza que expressa o grau de compressão da magnetosfera, sofre aumentos de valores típicos de ~ 1 nPa para ~ 20 nPa, o que representa um alto índice de compressão. O índice AE, geralmente associado com eletrojatos aurorais noturnos, aumentou de ~ 600 nT para ~ 2500 nT devido ao impacto do choque. No início da fase principal da tempestade, o índice AE atingiu um pico de aproximadamente 2800 nT. No entanto, existe um outro pico isolado de quase 4300 nT em torno de 1750 UT (dia 20) que deve ser relacionado a uma súbita compressão da magnetosfera, como mostra um outro salto na pressão dinâmica em torno do mesmo horário. Finalmente, às 0803 do dia 20 de novembro, magnetômetros de solo registram um evento de SSC com amplitude de aproximadamente

20 nT. Às 1124 UT, a estrutura magnética da CME chega à Terra e dá início à fase principal da tempestade. Durante esta fase, o índice SYM-H cai de valores nulos a um valor mínimo de -490 nT. De acordo com critérios comumente adotados [22], esta tempestade é caracterizada como uma tempestade intensa ou até mesmo como uma supertempestade geomagnética [73].

Fig. 8 mostra os efeitos da tempestade geomagnética de 20-21 de novembro de 2003 em magnetômetros de solo e na termosfera. Este gráfico mostra os efeitos do choque/bainha e da estrutura magnética da CME sobre a termosfera. A primeira linha tracejada indica o impacto da CME com a magnetosfera, e a segunda linha tracejada indica a chegada da estrutura magnética da CME na magnetosfera. Fig. 8(a) mostra o índice SYM-H, em nT, Fig. 8(b), as três componentes do IMF, B_x (azul), B_y (verde), e B_z (vermelho), em nT, e Fig. 8(c) e Fig. 8(g) indicam as densidades de partículas neutras medidas por CHAMP e GRACE em kg/m^3 , respectivamente. Fig 8(d) e 8(h) mostram densidades em função de latitude magnética e tempo para CHAMP e GRACE, respectivamente. Médias de dados de densidades são calculadas a cada 5 minutos e armazenadas em latitudes magnéticas em intervalos de 5° . Tais médias são representadas pela tabela de cores da Fig. 8(d) (CHAMP) e 8(h) (GRACE). Fig. 8(f) e Fig. 8(j) mostram as altitudes de CHAMP e GRACE cujas médias são calculadas da mesma forma que as densidades e representadas pela tabela de cores. Médias de densidades de CHAMP e GRACE também são calculadas a cada 5 minutos e armazenadas em intervalos de 1 hora em hora local, como mostram, respectivamente, Fig. 8(e) e Fig. 8(i). Tais médias também são lá representadas pela tabela de cores.

Os principais efeitos do índice SYM-H foram discutidos na Fig. 7, e o índice SYM-H é incluído na Fig. 8 para referência. Na Fig. 8(b), B_x , B_y e B_z mostram valores próximos de zero antes de 0803 UT do dia 20 de novembro. Após o impacto do choque, B_x apresenta variações de pouca importância. Após 0803 UT, B_y aumenta de 0 a aproximadamente 30 nT. B_z apresenta intervalos com valores positivos e negativos em torno de ± 20 nT que não se sustentam por muito tempo. Às 1124 UT do dia 20 de novembro, B_x mostra poucas variações. Entretanto, B_y aumenta de 30 nT para 40 nT, permanecendo com valores altamente positivos por aproximadamente 3 hours. Altos valores da componente B_y do IMF con-

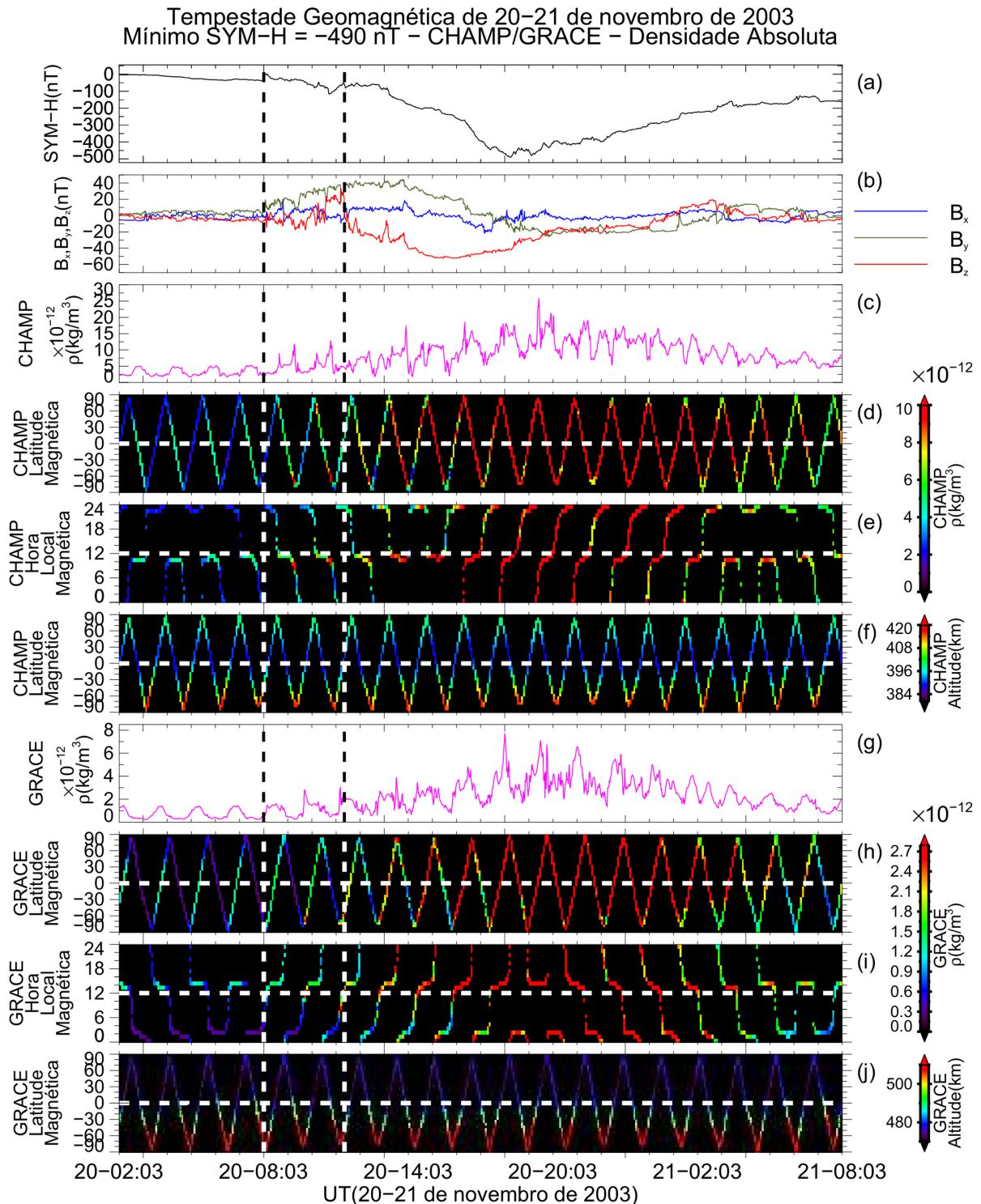


Figura 8: Um exemplo de uma tempestade geomagnética registrada em 20-21 de novembro de 2003 por magnetômetros de solo, dados OMNI e dos stélites LEO CHAMP e GRACE. As duas linhas tracejadas verticais indicam os mesmos instantes discutidos na Fig. 8. De cima para baixo, os painéis desta figura representam: (a), SYM-H, in nT; (b), três componentes do IMF: azul, B_x , verde, B_y , e vermelho, B_z , em coordenadas GSM, em nT. Para CHAMP e GRACE, respectivamente: (c) e (g) mostram a densidade de partículas neutras ρ , em kg/m^3 ; (d) e (h) mostram a densidade de partículas neutras em função de latitude magnética (intervalos de 5°) e tempo (intervalos de 5 minutos); (e) e (i) densidade em função de hora local (intervalos de 1 hora) e tempo (intervalos de 5 minutos); e (f) e (j) mostram altitude em função de latitude magnética (intervalos de 5°) e tempo (intervalos de 5 minutos).

tribuem com aumento da intensificação de energia eletromagnética depositada na atmosfera devido ao vetor de Poynting [48,74]. B_z apresenta uma inversão brusca de valores positivos a valores negativos no início da fase principal da tempestade, atingindo um valor mínimo em torno de -50 nT. Nas horas seguintes, B_z mostra valores altamente negativos durante toda a fase principal da tempestade, que dura aproximadamente 7 horas. Tais valores assumem valores positivos durante a fase de recuperação da magnetosfera.

No intervalo de tempo anterior ao impacto da CME, e descritos em Fig. 8(d) e Fig. 8(e), CHAMP descreveu movimentos ascendentes durante a noite, em hora local magnética (HLM) de ~ 23 HLM, e movimentos descendentes durante o dia, ~ 11 HLM. A altitude do CHAMP foi maior nos dois pólos uma vez que CHAMP passou por essas regiões durante intervalos noturnos, enquanto que, durante o dia, CHAMP passou por regiões de baixas latitudes. GRACE descreveu movimentos opostos: seus movimentos ascendentes ocorreram durante o dia, ~ 14 HLM (Fig. 8(h)), e movimentos descendentes durante a noite, ~ 02 HLM. As altitudes de GRACE variaram da seguinte forma: GRACE percorreu o hemisfério norte durante a noite e o hemisfério sul durante a noite, como mostra a Fig. 8(j). Claramente efeitos de intervalos noturnos e diurnos são observados nas altitudes de ambos satélites e em densidades por eles medidas.

Fig. 8(c) mostra que, logo após o impacto da CME, em um intervalo de tempo de aproximadamente 20 minutos, valores de densidades medidas por CHAMP variam de $\sim 2.5 \times 10^{-12}$ kg/m³ a $\sim 12 \times 10^{-12}$ kg/m³. Entretanto, perturbações provocadas pelo impacto não são globalizadas, como mostra a Fig. 8(d) no intervalo que precede o início da fase principal da tempestade. Em contraste, como é visto na Fig. 8(c), a densidade de partículas neutras aumenta gradativamente durante a fase principal da tempestade, atingindo um valor em torno de 8 vezes maiores do que valores medidos em condições normais. No entanto, perturbações na termosfera geradas nas regiões aurorais se propagam na direção de regiões de baixa latitudes magnéticas, como mostra a Fig. 8(d). Tal propagação de energia é causada pela ação de ondas gravitacionais ou TADs. O satélite GRACE também mostrou efeitos semelhantes.

Fig. 8(e) e Fig. 8(i) mostram que as densidades de partículas neutras observadas por CHAMP e

GRACE sofreram variações modestas depois do choque/compressão. Entretanto, após 1124 UT, todas as horas locais magnéticas apresentaram aquecimento de partículas neutras na atmosfera. Portanto, tendo em vista as perturbações transientes que ocorreram em todas as latitudes, perturbações cobrindo todas as horas locais indicam que a termosfera responde rapidamente e globalmente à deposição de energia e momentum propiciadas pela interação da CME com a magnetosfera.

Em geral, a Fig. 8 mostra que a termosfera responde rapidamente à interação da CME de 20 de novembro de 2003 com a magnetosfera. A compressão da magnetosfera causa a elevação de partículas neutras na termosfera, mas tais efeitos são moderados em comparação aos efeitos causados pelo início da fase principal da tempestade geomagnética. Com o início da fase principal da tempestade, o aquecimento da termosfera se torna mais intenso em regiões de altas latitudes. Como resultado desse constante incremento de energia e momento, perturbações são criadas e lançadas ao equador magnético, que por sua vez apresenta intensificações na densidade de partículas neutras em aproximadamente 3 horas.

Estimativas de decaimentos orbitais de satélites LEO possuem uma importante aplicação em estudos de clima espacial. Por exemplo, como mostra a equação (1), a densidade de partículas neutras é proporcional à aceleração de arrasto do satélite. Utilizando equações para o eixo maior de trajetórias elípticas de satélites é possível se estimar suas acelerações de arrasto e seu decaimento orbital através da densidade de partículas neutras [52]. Fig. 9 mostra os resultados do decaimento orbital de GRACE durante a tempestade geomagnética estudada neste artigo.

O painel superior da Fig. 9 mostra a densidade medida por GRACE na termosfera. O painel central da mesma figura mostra o decaimento total de GRACE durante aquela tempestade geomagnética, cujo valor máximo foi de 70 metros. O painel inferior mostra a razão do decaimento orbital, cujo máximo valor foi em torno de 170 m/s. Como mostrado anteriormente, a razão de decaimento de GRACE foi de aproximadamente 3 km/ano, ou 8.2 m/dia [51]. Devido a essa tempestade, o decaimento de 70 metros ocorreu em aproximadamente 12 horas. Essa queda de altitude pode comprometer a vida útil de satélites LEO e outros objetos que orbitam a Terra

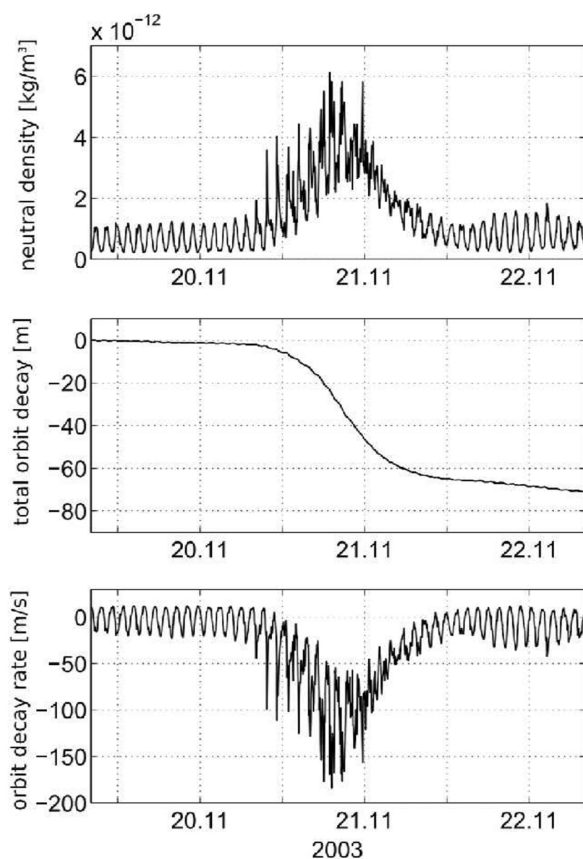


Figura 9: Efeitos da tempestade geomagnética de 20 de novembro de 2003 no decaimento orbital do satélite GRACE. O decaimento total durante essa tempestade teve um máximo de aproximadamente 70 metros. Esta tempestade pertence a um grupo de tempestades denominado tempestades de Halloween. Figura extraída da literatura [52].

na termosfera. Portanto, enfatizamos que tempestades geomagnéticas apresentam ameaças de alta importância a satélites LEO e outros objetos que orbitam na termosfera terrestre.

4. Conclusão

Foram apresentados neste artigo conceitos básicos relacionados a tempestades geomagnéticas e seus efeitos sobre a termosfera. A tempestade geomagnética de 20-21 de novembro de 2003, considerada uma supertempestade e causada por uma CME, foi utilizada como exemplo para ilustrar a resposta da termosfera a perturbações solares. Esta CME foi identificada como uma CME de auréola por uma imagem do satélite SOHO e atingiu a Terra em um tempo de trânsito de aproximadamente 48 horas. Analisamos em linhas gerais os efeitos da interação

desta CME com a magnetosfera da Terra e consequentemente seus efeitos sobre a termosfera.

Logo após o impacto da CME com a magnetosfera, a termosfera foi aquecida em regiões de alta latitudes; entretanto, a propagação dessas perturbações a regiões equatoriais não foi observada. Em contraste, após o início da fase principal da tempestade, a termosfera foi altamente aquecida e perturbações viajaram a regiões de baixa latitudes devido a ocorrência de TADs. Finalmente, após um intervalo de tempo em torno de 3 horas, a energia foi globalizada na termosfera, com máximas medidas de densidade de partículas neutras até 800% maiores em relação a intervalos normais (mais detalhes sobre a reação da termosfera a tempestade geomagnética aqui discutida podem ser encontrados na referência [75]). Como um resultado, a ocorrência de tempestades geomagnéticas podem afetar a órbita de satélites que transitam a termosfera provocando seu decaimento orbital.

No caso da tempestade por aqui discutida, o decaimento orbital do satélite GRACE foi de aproximadamente 70 m, com uma razão de decaimento de aproximadamente 170 m/s. Portanto, enfatizamos aqui a importância do estudo do comportamento da termosfera durante tempestades magnéticas, principalmente a dinâmica de partículas neutras naquela região, como uma ferramenta fundamental na descrição e previsão de órbitas de satélites LEO na termosfera.

Agradecimentos

Dr. Denny Oliveira agradece a Agência Espacial Norte-Americana (NASA) pelo apoio financeiro sob o contrato NNH13ZDA001N-HSR. Dr. Marcos Silveira agradece o apoio financeiro da Universities Space Research Association (USRA) sob o contrato 05145.02.674.001. Os autores agradecem a Eric Sutton pela disponibilidade de dados de densidade de partículas neutras de alta qualidade obtidos dos satélites CHAMP e GRACE. Os autores agradecem as equipes dos projetos OMNIWeb e SOHO/LASCO pela disponibilidade e acessibilidade dos dados públicos. Os autores agradecem a um revisor anônimo, porém atento e dedicado, cujas sugestões contribuíram grandemente com o aumento da qualidade deste artigo.

Referências

- [1] J.K. Hargreaves, *The Solar-Terrrestrial Environment* (Cambridge University Press, New York, 1992).
- [2] M.G. Kivelson and C.T. Russell, *Introduction to Space Physics* (Cambridge University Press, Cambridge, 1996).
- [3] G.V. Khazanov, *Space Weather Fundamentals* (CRC Press, Boca Raton, 2016).
- [4] E. Echer, W.D. Gonzalez, F.L. Guarnieri, A.D. Lago and L.E.A. Vieira, *Adv. Space Res.* **35**, 855 (2005).
- [5] D.M. Oliveira and M.V.D. Silveira, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **38**, 1 (2016).
- [6] W.B. Cade III and C.-P. Christina, *Space Weather* **13**, 99 (2015).
- [7] E. Costa Jr., F.J.R. Simões, F.R. Cardoso and M.V. Alves, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **33**, 4301 (2011).
- [8] E. Echer, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **32**, 2301 (2010).
- [9] J.W. Dungey, *Phys. Rev. Lett.* **6**, 47 (1961).
- [10] V.M. Souza, M.V.D. Silveira, D. Koga and P. R. Jauer, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **38**, e2301 (2016).
- [11] E. Echer, M.V. Alves and W.D. Gonzalez, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **28**, 51 (2006).
- [12] D. Oliveira, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **36**, 1305 (2014).
- [13] J.A. Eddy, *Science* **192**, 1189 (1976).
- [14] E. Echer, N. Rodolfo Rigozo, D.J.R. Nordemann, L.E.A. Vieira, A. Prestes, and H.H. De Faria, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **22**, 157 (2003).
- [15] D.M. Oliveira and J. Raeder, *J. Geophys. Res. Space Physics* **120**, 4313 (2015).
- [16] E.K.J. Kilpua, E. Lumme, K. Andreeova, A. Isavnin and H.E.J. Koskinen, *J. Geophys. Res. Space Physics* **120**, 8848 (2015).
- [17] J.T. Gosling, D.J. McComas, J.L. Phillips and S.J. Bame, *J. Geophys. Res.* **96**, 7831 (1991).
- [18] I.G. Richardson and H.V. Cane, *Solar Phys.* **264**, 189 (2010).
- [19] N. Balan, R. Skoug, S. Tulasi Ram, P.K. Rajesh, K. Shiokawa, Y. Otsuka, I.S. Batista, Y. Ebihara and T. Nakamura, *J. Geophys. Res. Space Physics* **119**, 10,041 (2014).
- [20] G.E. Brueckner, R.A. Howard, M.J. Koomen, C.M. Korendyke, D.J. Michels, J.D. Moses, D.G. Socker, K.P. Dere, P.L. Lamy, A. Llebaria, M.V. Bout, R. Schwenn, G.M. Simnett, D.K. Bedford and C.J. Eyles, *Solar Phys.* **162**, 357 (1995).
- [21] R.M.E. Illing and A.J. Hundhausen, *J. Geophys. Res.* **90**, 275 (1985).
- [22] W.D. Gonzalez, J.A. Joselyn, Y. Kamide, H.W. Kroehl, G. Rostoker, B.T. Tsurutani and V.M. Vasyliūnas, *J. Geophys. Res.* **99**, 5771 (1994).
- [23] E. Echer and W.D. Gonzalez, *Geophys. Res. Lett.* **31**, 1 (2004).
- [24] E. Echer, W.D. Gonzalez and M.V. Alves, *Space Weather* **4**, S06001 (2006).
- [25] E. Echer, W.D. Gonzalez and B.T. Tsurutani, *Geophys. Res. Lett.* **35**, L06S03 (2008).
- [26] M.V. Alves, E. Echer and W.D. Gonzalez, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* **73**, 1380 (2011).
- [27] J.G. Luhmann, CMEs and space weather. *In Coronal Mass Ejections* (American Geophysical Union, Washington D.C., 1997), p. 291-299.
- [28] J.E. Borovsky and M.H. Denton, *J. Geophys. Res.* **111**, 1 (2006).
- [29] T. Howard, *Space Weather and Coronal Mass Ejections* (Springer, New York, 2014).
- [30] T. Araki, in: *Solar Wind Sources of Magnetospheric Ultra-Low-Frequency Waves*, edited by M.J. Engebretson, K. Takahashi and M. Scholer (American Geophysical Union, Washington, D.C., 1994), p. 183-200.
- [31] D.M. Oliveira, *Braz. Jour. Phys.* **47**, 81 (2017).
- [32] D.M. Oliveira and J. Raeder, *J. Geophys. Res. Space Physics* **119**, 8188 (2014).
- [33] D.M. Oliveira. *A Study of Interplanetary Shock Geoeffectiveness Controlled by Impact Angles Using Simulations and Observations*. PhD thesis, University of New Hampshire, 2015.
- [34] D.M. Oliveira, J. Raeder, B.T. Tsurutani and J.W. Gjerloev, *Braz. Jour. Phys.* **46**, 97 (2016).
- [35] J.F.B. Mitchell, *Rev. Geophys.* **27**, 115 (1989).
- [36] John M. Wallace and Peter V. Hobbs, *Atmospheric Science: An Introductory Survey* (Elsevier, Burlington, 2006).
- [37] Mark Moldwin, *An Introduction to Space Weather* (Cambridge University Press, New York, 2008).
- [38] K. Saha, *The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics* (Springer Berlin Heidelberg, Berlin, 2008).
- [39] G. Prölss, *Surv. Geophys.* **32**, 101 (2011).
- [40] C.P. Barrington-Leigh, U.S. Inan and M. Stanley, *J. Geophys. Res.* **106**, 1741 (2001).
- [41] S. Bauer and H. Lemmer, *Planetary Aeronomy: Atmosphere Environments in Planetary Systems* (Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, 2004).
- [42] E. Zesta and C.Y. Huang, in: *Space Weather Fundamentals*, edited by G.V. Khazano (CRC Press, Boca Raton, 2016), p. 329-351.
- [43] M.C. Kelley, *The Earth's Ionosphere* (Academic Press, London, United Kingdom, 2009).
- [44] D.J. Knipp, W.K. Tobiska and B.A. Emery, *Solar Phys.* **224**, 495 (2004).
- [45] T.J. Fuller-Rowell, in: *Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere - IAGA Special Sopron Book Series, Volume 2*, edited by M.A. Abdu and D. Pancheva (Springer Netherlands, The Netherlands, 2011), p. 419-435.
- [46] L.G. Jacchia, *Nature* **183**, 1662 (1959).
- [47] S.H. Knowless, J.M. Picone, S.E. Thonnard and A.C. Nicholas, *Solar Phys.* **204**, 387 (2001).

- [48] C.Y. Huang, Y.-J. Su, E.K. Sutton, D.R. Weimer and R.L. Davidson, *J. Geophys. Res. Space Physics* **119**, 1219 (2014).
- [49] H.K. Connor, E. Zesta, M. Fedrizzi, Y. Shi, J. Raeder, V. Codrescu and T.J. Fuller-Rowell, *J. Space Weather Space Clim.* **6**, 1 (2016).
- [50] Y. Shi, E. Zesta, H.K. Connor, Y.-J. Su, E.K. Sutton, C.Y. Huang, D.M. Ober, S. Delay and D.M. Oliveira, *J. Geophys. Res. Space Physics*, submitted.
- [51] D.M. Oliveira, E. Zesta, P.W. Schuck, E.K. Sutton and Y. Shi, *J. Geophys. Res. Space Physics*, submitted.
- [52] S. Krauss, M. Temmer, A. Veronig, O. Baur and H. Lammer, *J. Geophys. Res. Space Physics* **120**, 8848 (2015).
- [53] H. Liu, H. Lühr, V. Henize and W. Köhler, *J. Geophys. Res.* **110**, 1 (2005).
- [54] E.K. Sutton, J.M. Forbes and R.S. Nerem, *J. Geophys. Res.* **110**, 1 (2005).
- [55] G. Lu, A.D. Richmond, H. Lühr and L. Paxton, *J. Geophys. Res. Space Physics* **121**, 7108 (2016).
- [56] H.G. Mayr, I. Harris, F.A. Herrero, N.W. Spencer, F. Varosi and W.D. Pesnell, *Space Sci. Rev.* **54**, 297 (1990).
- [57] T.J. Fuller-Rowell, M.V. Codrescu, R.J. Moffett and S. Quegan, *J. Geophys. Res.* **99**, 3893 (1994).
- [58] K. Hocke and K. Schlegel, *Ann. Geophys.* **14**, 917 (1996).
- [59] S.L. Bruinsma and J.M. Forbes, *Geophys. Res. Lett.* **34** L14103, (2007).
- [60] S.L. Bruinsma and J.M. Forbes, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* **72**, 1057 (2010).
- [61] Ch. Reigber, H. Lühr and P. Schwintzer, *Adv. Space Res.* **30**, 129 (2002).
- [62] B.D. Tapley, S. Bettadpur, M. Watkins and C. Reigber, *Geophys. Res. Lett.* **31**, 1 (2004).
- [63] S. Bruinsma, D. Tamagnan and R. Biancale, *Planet. Space Sci.* **62**, 297 (2004).
- [64] Eric K. Sutton, R. Steven Nerem and Jeffrey M. Forbes, *J. Spacecr. Rockets* **44**, 1210 (2007).
- [65] Eric K. Sutton, *Effects of Solar Disturbances on the Thermosphere Densities and Winds from CHAMP and GRACE Satellite Accelerometer Data*. PhD Thesis, University of Colorado, 2008.
- [66] M.A. Hapgood, *Adv. Space Res.* **40**, 711 (1992).
- [67] J.H. King and N.E. Papitashvili, *J. Geophys. Res.* **110**, 1 (2005).
- [68] T. Iyemori, *J. Geomagn. Geoelectr.* **42**, 1249 (1990).
- [69] R.E. Lopez, D.N. Baker and J. Allen, *Eos Trans. AGU* **85**, 105 (2004).
- [70] N. Gopalswamy, L. Barbieri, E.W. Cliver, G. Lu, S.P. Plunkett and R.M. Skoug, *J. Geophys. Res.* **110**, 1 (2005).
- [71] N. Gopalswamy, L. Barbieri, G. Lu, S.P. Plunkett and R.M. Skoug, *Geophys. Res. Lett.* **32**, 1 (2005).
- [72] S. Alex, S. Mukherjee and G.S. Lakhina, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* **68**, 769 (2006).
- [73] G.S. Lakhina and B.T. Tsurutani, *Geosci. Lett.* **3**, 1 (2016).
- [74] W. Li, D. Knipp, J. Lei and J. Raeder, *J. Geophys. Res.* **116**, 1 (2011).
- [75] S. Bruinsma, J.M. Forbes, R.S. Nerem and X. Zhang, *J. Geophys. Res.* **111**, 1 (2006).