

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA - CEPSRM
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

TRANSPARÊNCIA E TURBULÊNCIA ATMOSFÉRICA NO INFRAVERMELHO

ELEANDRO DE SOUZA FEIJÓ

Licenciado em Física

Orientador: Prof. Jorge Ricardo Ducati

Dissertação apresentada como requisito parcial
para a obtenção do grau de Mestre em
Sensoriamento Remoto, área de concentração
Desenvolvimento de Novas Metodologias.

Porto Alegre, RS

Janeiro 2002

Feijó, Eleandro de Souza

**TRANSPARÊNCIA E TURBULÊNCIA ATMOSFÉRICA NO
INFRAVERMELHO**

Eleandro de Souza Feijó - Porto Alegre: UFRGS, 2001

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia - Área
de concentração Desenvolvimento de Novas Metodologias. Porto Alegre,
2001.

- | | |
|-------------------------|------------------------|
| 1. Sensoriamento Remoto | 2. Astronomia |
| 3. Infravermelho | 4. Sítios Astronômicos |

**"Quando tentamos pegar apenas uma coisa,
descobrimos que ela está presa a todo resto do Universo."**

John Muir

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho foi possível graças a contribuição, a ajuda, a amizade e ao incentivo de diversas pessoas em diferentes momentos de sua execução.

Inicialmente, ao Orientador Prof. DR. Jorge Ricardo Ducati, pela oportunidade de desenvolver esta dissertação, pelo incentivo em todas as etapas do projeto.

Aos colegas da Turma 1997 pelo companheirismo e amizade: Adriano, Claudia, Jorge Barbosa, Luciane.

Aos Professores e a Direção do Instituto Vicente Pallotti pelo apoio e incentivo em todas as etapas do trabalho.

Ao Professor Luciano do Instituto Vicente Pallotti pelo auxílio na elaboração do abstract.

Aos amigos do Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia pelo apoio durante toda a jornada: Fausta, Laurindo, Luciane, Mônica e Magdalena.

Aos pesquisadores peruanos Dr. Joel Rojas Acunha da Universidade Maior de São Marcos do Peru e Dr. Rafael E. Carlos Reyes pelo acompanhamento, leitura e contribuições durante todas as etapas do trabalho.

Aos amigos e colaboradores do CPTEC/INPE Dr. Juan Cebalos e Marigliaudio Gondim pelas contribuições e disponibilização das imagens GOES.

Aos Professores pelo conhecimento e experiência transmitidos Dra. Dirce Suertegaray, Dra. Denise Cybis Fontana, Dr. Vitor Haertel, Dr. Robin Clarke.

TRANSPARÊNCIA E TURBULÊNCIA ATMOSFÉRICA NO INFRAVERMELHO

AUTOR: ELEANDRO DE SOUZA FEIJÓ

ORIENTADOR: Prof. Dr. JORGE RICARDO DUCATI

SINOPSE

Neste trabalho foram utilizadas imagens do satélite meteorológico GOES-8, em órbita geoestacionária, tomadas em três bandas do infravermelho, para caracterizar a absorção de radiação nestes comprimentos de onda, em função da variação espacial de parâmetros atmosféricos. Um dos principais objetivos foi o desenvolvimento de métodos capazes de apontar, em regiões pré-selecionadas por sua altitude, zonas de menor absorção atmosférica no infravermelho, caracterizando-as como sítios potencialmente apropriados para observações astronômicas nestes comprimentos de onda. A área de estudo faz parte dos Andes Peruanos, contendo regiões com mais de 2500 m de altitude. A metodologia do trabalho baseou-se na escolha dos canais 3, 4 e 5 do satélite GOES devido a sua sensibilidade à presença de vapor d'água na atmosfera. Em especial, no canal 3 é possível detectar a emissão de radiação infravermelha pelo vapor d'água presente nos níveis médio e superior da troposfera, enquanto no canal 4 a atmosfera quase não absorve radiação infravermelha, concentrando-se este efeito nas nuvens. Considerou-se que na ausência de nuvens pode-se observar a radiação proveniente do solo permitindo estimar sua temperatura. O canal 5 situa-se na porção do espectro contaminada pelo vapor d'água, isto é, onde o vapor d'água absorve parte da radiação proveniente da baixa troposfera. Como critério de qualidade dos sítios estudados foram escolhidos a altitude, a visibilidade da superfície e a quantidade de vapor d'água presente na atmosfera. Os resultados mostraram que as regiões ao sul do Peru concentram os sítios mais adequados à instalação de um observatório astronômico. Comparações com resultados de outros pesquisadores reforçam nossas conclusões.

TRANSPARENCY AND ATMOSPHERIC TURBULENCE IN THE INFRARED

AUTHOR: ELEANDRO DE SOUZA FEIJÓ

ADVISER: Prof. JORGE RICARDO DUCATI

ABSTRACT

In this work we used images from the meteorological satellite GOES-8, in geostacionary orbit, taken in three infrared bands, to characterize the absorption of radiation in these wavelengths, due to the spatial variation of atmospheric parameters. One of the principal objectives was to develop methods to point out, in regions pre-selected for their altitude, zones of minimal absorption in the infrared, being places suitable to astronomical observations in these wavelengths. The area of study is situated in the Peruvian Andes, where altitudes higher than 2500 meters are found. The methodology used channels 3, 4 and 5 of satellite GOES, chosen for their sensibility to water vapor in the atmosphere. Channel 3 can detect the emission of infrared radiation by water vapor in the medium and high levels of the troposphere. In channel 4, absorption by the atmosphere is small, but high by clouds, implying that, in the absence of clouds, the radiation from the soil can be observed, allowing to estimate its temperature. Channel 5 is located in the portion of the spectrum contaminated by the water vapor, which absorbs part of the radiation from the low troposphere. As criteria of quality of the places studied, the altitude, the visibility of the surface and the amount of water vapor in the atmosphere were chosen. The results show that the Southern regions of Peru concentrate a great number of adequate sites for the installation of astronomical observatories. Comparisons with results from other investigators agree with our conclusions.

SUMÁRIO

Capítulo I – Fundamentação Teórica

I.1. Sensoriamento Remoto.....	1
I.2 O Espectro Eletromagnético.....	2
I.3. Satélites.....	2
I.4 Sensores.....	4
I.5 O Efeito Atmosférico.....	5
I.5.1 Introdução.....	5
I.5.2 As Imagens e o Efeito Atmosférico.....	7
I.5.3 Constituintes Atmosféricos.....	9
I.5.3.1 Gases.....	10
I.5.3.2 Aerossóis atmosféricos.....	11
I.5.3.3 Nuvens.....	12
I.5.4 Interação da atmosfera com a radiação infravermelha.....	13
I.5.4.1 Astronomia do infravermelho.....	13
I.5.4.2 Estados quânticos vibracional e rotacional e a absorção gasosa.....	15
I.5.4.3 Transferência radiativa e imagens de vapor d'água.....	16
I.6 Turbulência atmosférica em Sistemas de Imageamento por Satélite.....	17
I.7 Escolha de um Sítio para a Instalação de um Telescópio	21
I.8 Proposta do Trabalho.....	22

Capítulo II – Região de Estudo

II.1 Introdução.....	23
II.2 Dados climáticos.....	24
II.3 Dados Topográficos.....	31

CAPÍTULO III - Materiais e Métodos

III.1 O Satélite GOES.....	32
III.1.1 Características Gerais.....	32
III.1.2 Sensibilidade dos canais infravermelhos do satélite GOES.....	34
III.1.3- Conversões dos dados do formato GVAR para radiância ou temperatura de cena..	37
III.1.4 As Imagens.....	39
III.1.4.1- Características das imagens do satélite GOES canal 3, canal 4 e canal 5..	39
III.1.4.2- Descrição das imagens utilizadas.....	40
III.2 O Método.....	42

Capítulo IV - Resultados e Conclusões

IV.1 Análise de imagens referentes aos canais 3 , 4 e 5 do satélite GOES 8	43
IV.2 Critérios e classificação de regiões pré-selecionadas a partir da análise das imagens do satélite GOES e da topografia da região de estudo.....	47
IV.3 Comparação com trabalhos desenvolvidos por outros pesquisadores	49
IV.1 Conclusões.....	51
Referências Bibliográficas.....	63

Relação de Figuras

Figura I.1 - O espectro óptico (Fonte: Swain e Davis, 1978).....	2
Figura I.2 - A posição das bandas espectrais de sensores utilizados em sensoriamento remoto e a sua relação com os alvos mais comuns (Fonte: Richards, J. A., 1993).....	4
Figura I.3 - Interação da radiação eletromagnética com o alvo e o meio circundante.....	6
Figura I.4 - Bandas de absorção dos gases atmosféricos (Fonte: H. Quenzel, 1983).....	10
Figura I.5 - Interferência das nuvens na observação de alvos na superfície da Terra - Diagrama da irradiação e das direções de observação (Fonte: KAUFMAN, Y. J., 1989).....	13
Figura I.6 : Classificação das vibrações da molécula da água.....	17
Figura II.1 - Delimitação da região de estudo.....	23
Figura II.2 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Puno Período 1960-1996 - Fonte CPNTC – IGP.....	24
Figura II.3 - Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Puno Período 1964-1980 - Fonte CPNTC – IGP.....	25
Figura II.4 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Tacna Período 1950-1991 - Fonte CPNTC – IGP.....	25
Figura II.5 - Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Tacna Período 1950-1991 - Fonte CPNTC – IGP.....	26
Figura II.6 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Moquegua Período 1965-1985 – Fonte CPNTC – IGP.....	26
Figura II.7 - Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Moquegua Período 1965-1985 - Fonte CPNTC – IGP.....	27
Figura II.8 – Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Arequipa Período 1950-1991 – Fonte CPNTC - IGP.....	27

Figura II.9 - Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Arequipa	
Período 1950-1991 – Fonte CPNTC – IGP.....	28
Figura II.10 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Jauja	
Período 1961-1980 – Fonte CPNTC – IGP.....	28
Figura II.11 - Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Jauja	
Período 1961-1980 – Fonte CPNTC -IGP.....	29
Figura II.12 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Huayao	
Período 1958-1996 – Fonte CPNTC - IGP.....	29
Figura II.13 – Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Huayao	
Período 1958-1996 – Fonte CPNTC -IGP.....	30
Figura II.14 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Abancay	
Período 1964-1980 – Fonte CPNTC – IGP.....	30
Figura II.15 – Topografia da região em estudo – Fonte Instituto Geográfico do Peru.....	31
Figura III.1 - Canais Infravermelhos do GOES - Contadores digitais versus Temperatura.....	34
Figura III.2 - Imageador GOES - Infravermelho - Sensibilidade dos canais.....	35
Figura III.3 - Ruído Equivalente de Diferença de Temperatura - NEDT.....	36
Figura IV.1 - Imagem da temperatura de brilho média - canal 3.....	52
Figura IV. 2 - Imagem da temperatura de brilho média - canal 4.....	53
Figura IV.3 - Imagem da temperatura de brilho ≥ 283 K - canal 4.....	54
Figura IV.4 - Imagem da temperatura de brilho ≥ 239 K - canal 3.....	55
Figura IV.5 – Temperatura de Brilho Média do dia 271 CH 3.....	56
Figura IV.6 – Desvio Padrão da Temperatura de Brilho CH3.....	57
Figura IV.7 – Temperatura de Brilho Média e Desvio Padrão.....	58
Figura IV.8 - Temperatura de Brilho Média do dia 271 CH 4.....	59

Figura IV.9 – Desvio Padrão da Temperatura de Brilho CH ₄	60
Figura IV.10 – Temperatura de Brilho Média maior ou igual a 283 K.....	61
Figura IV.11 – Temperatura de Brilho Médio maior ou igual a 283 K e diferença de temperatura entre os canais 4 e 5 menor ou igual a 6,5 K.....	62

Relação de Tabelas

Tabela III.1 - Características do pacote de sondagem atmosférica dos satélites da série GOES I-M.....	33
Tabela III.2 - Bandas espectrais satélite GOES 8.....	40
Tabela III.3 – Relação das imagens do satélite GOES 8.....	41
Tabela IV.1 - Critério de classificação das regiões conforme altitude, visibilidade da superfície e quantidade de vapor d'água presente na atmosfera.....	47
Tabela IV.2 - Classificação das regiões conforme altitude, visibilidade da superfície e quantidade de vapor d'água presente na atmosfera.....	48

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA

Abreviaturas e Símbolos

AVHRR	Advanced Very High Resolution	NASA	National Aeronautics and Space Administration
°C	grau celsius	NEDT	Noise Equivalent Difference Temperature
CDA	Comando de Aquisição de Dados	NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
CPNTC	Centro de Prediccion del Tiempo y Clima	NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
DPTO	Departamiento	R	Radiância
GMT	Greenwich Mean Time tempo solar médio de Greenwich	rad	radianos
GOES	Goestacionary Operational Environmental Satellite	S	sul
GVAR	GOES Variable format	SPS	Sistema Sensor de Processamento
HRIS	High Resolution Interferometer Sounder	T _C	Tempo Coerente
HRV	High Resolution Visible	T _{eff}	Temperatura Efetiva
HST	Hubble Space Telescope	TM	Thematic Mapper
IFOV	Instantaneous Field Of View	VAS	VISSR Atmospheric Sounder
IGP	Instituto Geofisico do Peru	VISSR	Visible Infrared Spin-Scan Radiometer
K	kelvin	W	Oeste
L _C	Comprimento coerente	$\Delta\lambda$	largura da banda
ln	Logaritmo natural	μm	micrômetro
m	metro	π	3,141592 ...
mm	milímetro		
mnsm	metros sobre o nível do mar		
ms	milisegundo		

Relação de Equações

Equação III.1	Radiância.....	37
Equação III.2	Temperatura Efetiva.....	37
Equação III.3	Temperatura Absoluta.....	38
Equação III.4	Temperatura Absoluta.....	38

Capítulo I - Fundamentação Teórica

I.1. Sensoriamento Remoto

Sensoriamento Remoto é definido como aquisição de informação sobre as condições e/ou o estado de um alvo por um sensor que não está diretamente em contato com ele (G. Asrar, 1989). Os sensores podem ser classificados como ativos ou passivos. Os sensores ativos geram e enviam um sinal em direção ao alvo a ser analisado e recebem e registram o sinal de retorno após sua interação com o alvo. A relação entre o sinal enviado e o recebido é utilizada para caracterizar o alvo. Como exemplos de sensores ativos podem ser citados os sensores de microondas ou radar. Os sensores passivos não geram nem transmitem um sinal, mas apenas detectam e registram a energia eletromagnética refletida ou emitida por um alvo. A magnitude e a forma do sinal são indicadores do estado e das condições do alvo. Câmeras e radiômetros são exemplos deste tipo de sensor.

Os sistemas sensores normalmente utilizados no sensoriamento remoto das características de superfície da Terra podem ser classificados de duas maneiras. Esta classificação pode se basear no modo de operação do sensor, suas características espectrais, e/ou na plataforma sobre a qual o sensor é colocado. Se classificados de acordo com o segundo item, os sensores podem ser divididos em sensores de superfície, sensores aerotransportados e sensores em satélites.

Entre os principais sensores atualmente em órbita podem ser destacados o sensor TM - Thematic Mapper a bordo do LANDSAT 5, o sensor AVHRR - Advanced Very High Resolution Radiometer instalado do NOAA, o sensor HRV - High Resolution Visible que faz parte do satélite SPOT e Sensor HRIS - High Resolution Interferometer Sounder instalado da série iniciada pelo GOES 8.

I.2 O Espectro Eletromagnético

As ondas eletromagnéticas representadas pelos raios gama, raios X, ultravioleta, visível, infravermelho, microondas e ondas de rádio, constituem o que se costuma chamar de espectro eletromagnético. Na figura I.1, aparece o espectro eletromagnético, com as denominações usualmente associadas a faixas de frequência ou comprimento de onda em sua parte mais explorada pelo sensoriamento remoto.

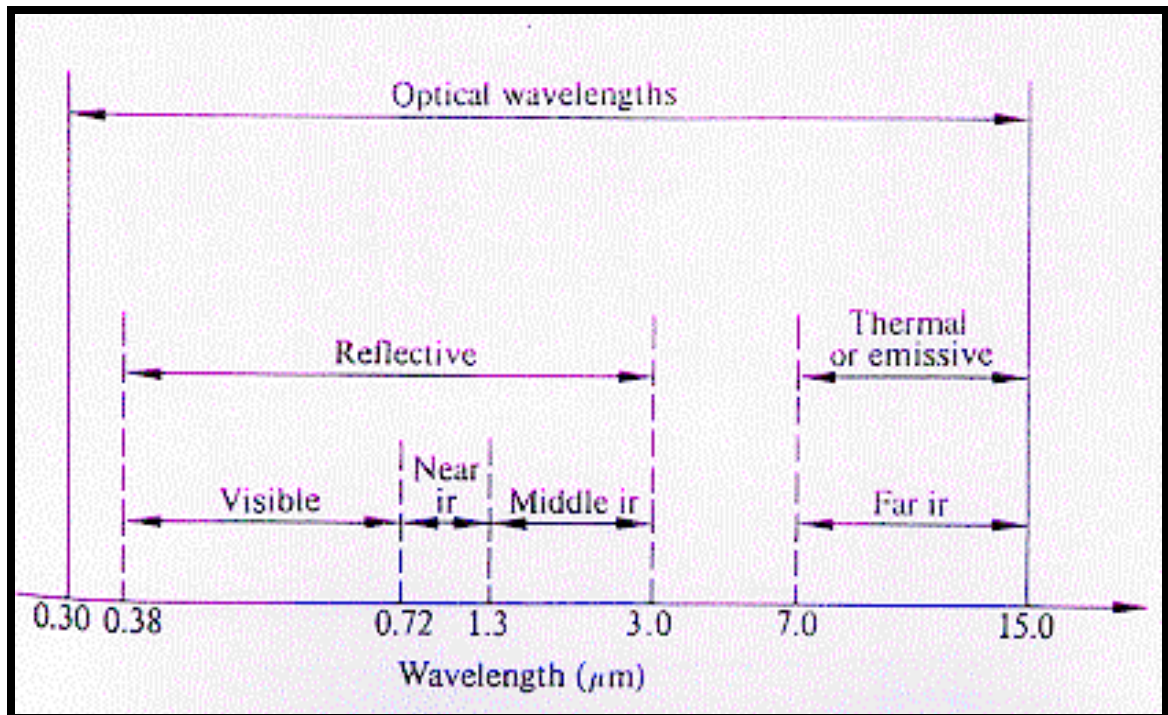


Figura I.1 - O espectro óptico (Swain e Davis, 1978)

I.3. Satélites

Os satélites podem ocupar uma infinidade de órbitas possíveis, mas dois tipos de órbitas são especialmente importantes para o sensoriamento remoto: as órbitas baixas, abaixo dos 1000 km, e as órbitas acima deste limite, denominadas órbitas altas.

Os satélites que ocupam estas órbitas, em geral, podem ser divididos em três categorias: satélites de investigação científica, satélites militares e satélites de monitoramento ambiental.

Em geral, os satélites militares, em órbitas baixas (80 km, 100 km, 200 km, 300 km), tem a função de reconhecimento, observação e identificação de alvos e áreas de conflito internacional.

Os satélites de investigação científica possuem diversas aplicações; entre elas pode-se citar: a detecção de partículas de alta energia provenientes de certas regiões do espaço, estudos da atmosfera e de campos elétricos e magnéticos que envolvem a Terra, análise e investigação da radiação proveniente de outros astros. Nesta classe pode ser citado o Hubble Space Telescope (HST).

Os satélites de monitoramento ambiental, geralmente ocupando órbitas baixas, se ocupam do imageamento contínuo da superfície terrestre. Entre estes pode-se citar o SPOT, Satellite Pour l'Observation de la Terre, administrado pela França em cooperação com a Suécia e a Bélgica; a série LANDSAT que inicialmente foi um projeto da National Aeronautics and Space Administration (NASA / 1972-1980), e que, a partir de 1983 passou a ser operada pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) também responsável pelos satélites da série NOAA e a série de satélites MeteoSat administrados pela Agência Espacial Europeia. As características espectrais dos sensores a bordo destes satélites estão mostradas na figura I.2.

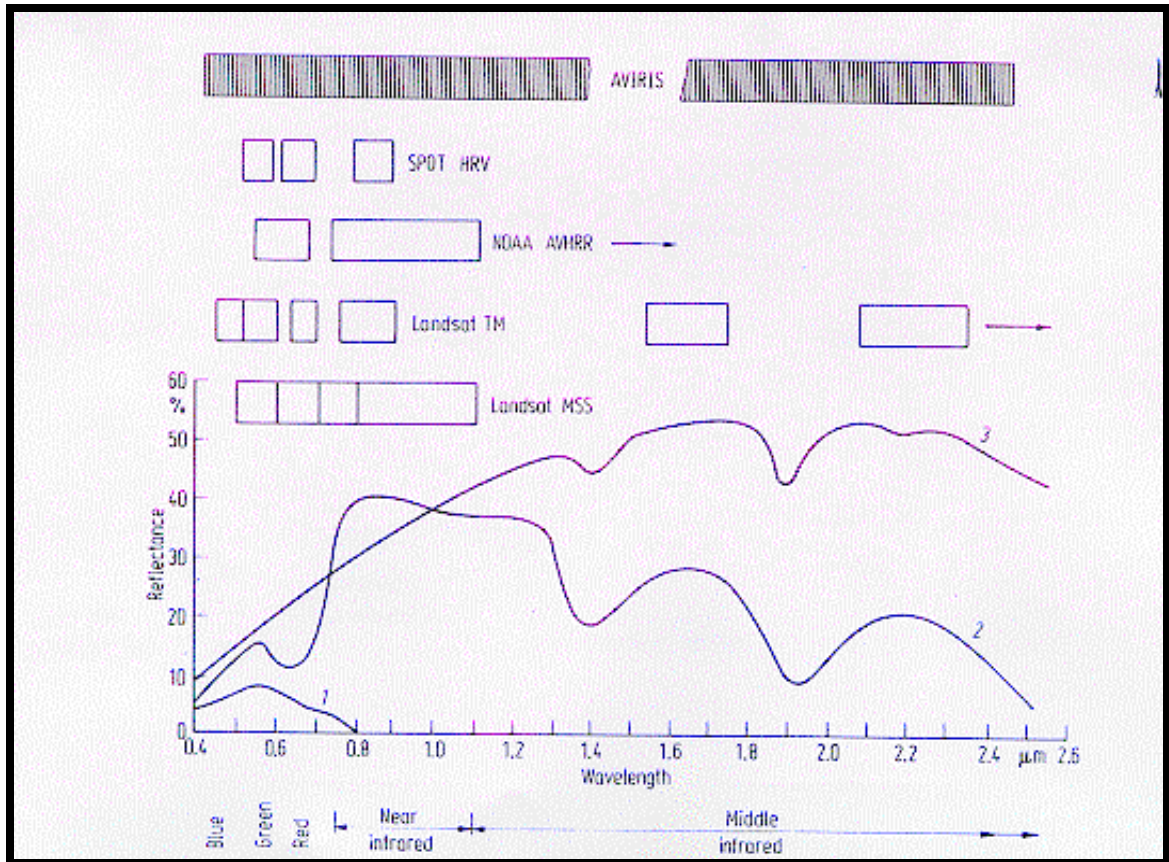


Figura I.2 - A posição das bandas espectrais de sensores utilizados em sensoriamento remoto e a sua relação com os alvos mais comuns (Richards, J. A., 1993)

I.4 Sensores

Os sensores podem ser caracterizados por sua resolução. Destacam-se três formas de resolução: resolução espacial, resolução espectral e resolução radiométrica.

A resolução espacial está ligada à capacidade do sensor detectar um alvo. A resolução espacial mede a menor separação angular ou linear entre dois objetos, isto é, quanto maior a resolução espacial maior é a capacidade do sensor em detectar alvos menores. A resolução espacial pode ser quantificada através do **IFOV** (instantaneous field-of-view), ou em outras palavras pelo

seu campo instantâneo de visada, que é o ângulo formado pela projeção geométrica de um único elemento detector sobre a superfície da Terra.

A resolução espectral está ligada ao número de bandas espectrais que o sensor possui e pela largura de cada banda ($\Delta\lambda$). A resolução espectral é uma medida da largura das faixas espectrais do sistema sensor, isto é, quanto maior a resolução espectral de um sensor maior o número de bandas que este sensor cobre e menor a largura de cada banda ($\Delta\lambda$).

A resolução radiométrica está relacionada diretamente com o número de bits que na imagem representa a sensibilidade do sistema sensor em distinguir dois níveis de intensidade do sinal de retorno.. Neste caso, quanto maior o número de bits, maior a resolução radiométrica e conseqüentemente maior o detalhamento da imagem em termos de níveis de cinza. Por exemplo, uma imagem com resolução radiométrica de 8 bits possui 256 níveis digitais.

I.5 O Efeito Atmosférico

I.5.1 Introdução

Interações entre a radiação eletromagnética e o alvo (absorção, espalhamento e reflexão - figura I.3) modificam as características da radiação emergente (Horvath et al, 1970; Herman and Browning, 1975). Esta modificação pode ser resultado de uma mudança no brilho, polarização, e direção da radiação, bem como depender do comprimento de onda.

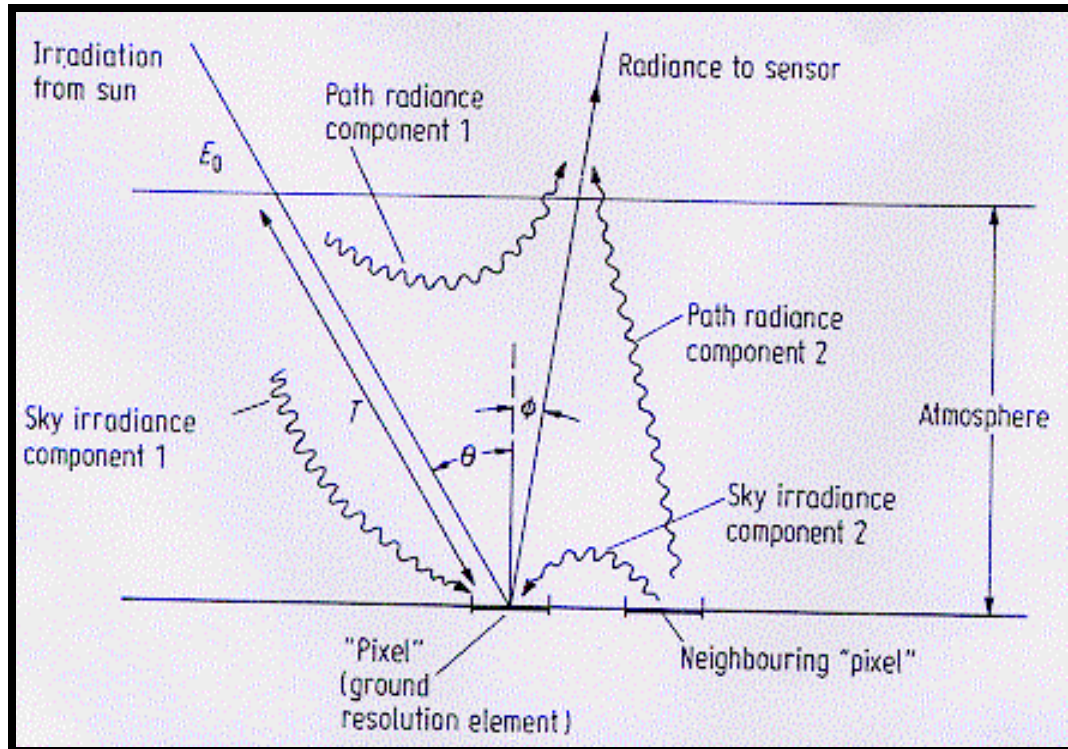


Figura I.3 - Interação da radiação eletromagnética com o alvo e o meio circundante(Richards, J. A., 1993)

Esta modificação está impressa no sinal que vai ser usado pelo sensoriamento remoto para caracterizar o alvo. Por exemplo, a razão entre a radiação refletida no infravermelho próximo e no visível é uma medida da capacidade fotossintetizante da vegetação, o NDVI Normalized Difference Vegetation Index (Tucker e Seller, 1986).

A interação da radiação solar direta e da radiação refletida pelo alvo com os constituintes atmosféricos interfere no processo de sensoriamento remoto e é denominada “Efeito Atmosférico”. Os gases atmosféricos e aerossóis, bem como as nuvens, espalham e absorvem a radiação solar e podem, portanto, modificar a radiação refletida pelo alvo pela sua atenuação, mudando sua distribuição espacial, e introduzindo no sinal a radiação solar espalhada pela atmosfera.

Como resultado, a atmosfera pode afetar a imagem aparente do alvo (imagem que está sendo observada pelo sensor), de diversas maneiras, dependendo do alvo que está sendo observado, das características do sensor, e da aplicação do sensoriamento remoto. A dependência do efeito

atmosférico com o comprimento de onda pode modular o brilho diferentemente para cada banda espectral e portanto afetará a classificação do alvo (Fraser et al.,1977) se a classificação está baseada na “cor” do alvo.

Outros efeitos atmosféricos importantes são:

- O espalhamento atmosférico pode alterar a distribuição espacial da radiação refletida pelo alvo (Pearce, 1977; Kaufman, 1982). Como resultado, a resolução espacial do sistema de sensoriamento remoto pode ser afetada pela atmosfera (Kaufman, 1984).

- A atmosfera pode mudar o brilho aparente do alvo, afetando a medida de sua reflectância.

- As nuvens podem gerar variação espacial na reflectância aparente da superfície.

É, portanto, natural esperar que a correção do efeito atmosférico possa ser utilizada para melhorar a qualidade dos dados de sensoriamento remoto.

I.5.2 As Imagens e o Efeito Atmosférico

O efeito atmosférico afeta, de uma maneira particular, as imagens obtidas a partir de satélites, dependendo das características do satélite. Deste ponto de vista, podem ser críticas as seguintes características:

- resolução espacial;
- bandas espectrais;
- características de polarização.

Os sistemas de satélites têm uma grande amplitude de resoluções espaciais, pode-se citar, como exemplos:

- sensores com 1m e 4m de resolução a bordo do IKONOS;
- sensores como o HRV com 10 e 20m de resolução a bordo do SPOT;
- O TM com 30 m de resolução no LANDSAT;
- O AVHRR com 1 km de resolução nos satélites NOAA;
- O VISSR com 1 km de resolução nos satélites GOES.

Quanto à resolução espectral os sensores a bordo de satélites são projetados para operar em bandas normalmente localizadas nas “janelas atmosféricas” com um mínimo de absorção por gases. Pode-se citar como exemplos o TM (LANDSAT) que se caracteriza por possuir bandas estreitas no centro das janelas atmosféricas; já no caso do AVHRR (NOAA) há uma ou duas bandas largas no visível e no infravermelho próximo. Estes sensores são projetados para detectar radiações provenientes de todas as direções com a mesma sensibilidade.

As características de um tipo particular de superfície sob investigação são importantes na caracterização do método para se determinar possíveis efeitos atmosféricos e nos métodos para sua remoção. Pode se considerar, por exemplo, o sensoriamento remoto de uma superfície de baixa reflectância (reflectância menor do que 0,05) cuja medida é afetada principalmente pelo retroespalhamento atmosférico da luz solar para o sensor. Ainda pode-se mencionar o caso de uma superfície brilhante (com reflectância superior a 0,2) que pode ser afetada pela absorção(Fraser e Kaufman, 1985).

Em geral, as características de reflectância da superfície são importantes para a predição dos possíveis efeitos atmosféricos e para projetar métodos para sua remoção. Destacamos:

- A distribuição de valores de reflectância da superfície;
- A variabilidade espacial da superfície;
- O grau de divergência de uma superfície Lambertiana; e
- A polarização pela superfície (para sensores sensíveis a polarização da radiação).

O efeito atmosférico e a necessidade da sua correção têm importância dependente, também, da aplicação do sinal sensoriado. Por exemplo, o sensoriamento da cor do oceano (Gordon et al, 1983) é afetado principalmente pelo retroespalhamento atmosférico, pois a água é escura e não tem uma grande variabilidade espacial. O sensoriamento da água ou da qualidade da água de lagos é afetado pela proximidade da terra ao seu redor. Um aspecto diferente pode ser uma exigência para informações quantitativas como as de estimativas do albedo da superfície, as quais

requerem o conhecimento da radiância absoluta e do índice de vegetação, afetados principalmente por uma diferença entre o efeito atmosférico em duas bandas de diferentes comprimentos de onda usadas no cálculo do índice (Holben e Fraser, 1984; Holben 1986).

No caso do efeito atmosférico, estes processos são o espalhamento, a absorção por gases atmosféricos, e nuvens. O conhecimento destas características ópticas da atmosfera requer a contribuição de diversas fontes:

- climatologia;
- imagens de sensoriamento remoto;
- medidas aéreas.

O espalhamento molecular é um fenômeno estável e bem conhecido (espalhamento de Rayleigh), mas o efeito de aerossóis, nuvens e absorção gasosa pode ser variável. Muitos trabalhos têm sido publicados nessa área; como exemplos, podem-se citar a análise das medidas de aerossóis (Shettle e Fenn, 1979), modelos de absorção gasosa (Kneizys et al., 1983), e análise de imagens de satélites (Fraser et al., 1984).

Algumas características na imagem podem ser utilizadas para inferirmos sobre as características ópticas da atmosfera (Gordon et al., 1983); outras características podem ser obtidas “in situ” ou utilizando-se plataformas aéreas.

I.5.3 Constituintes Atmosféricos

Gases atmosféricos e aerossóis contribuem para a absorção e espalhamento da luz do Sol direta e da luz refletida pela Terra. A absorção reduz a quantidade de energia à disposição em determinado comprimento de onda, e o espalhamento redistribui a energia pela mudança de sua direção. Ainda que o espalhamento não mude as propriedades desta radiação da mesma forma que sua direção, isto resulta em uma redução de contraste e um decréscimo do brilho na imagem.

I.5.3.1 Gases

Os principais constituintes atmosféricos são o Nitrogênio (78%), o oxigênio (21%) e pequenas quantidades de vapor d'água, dióxido de carbono e ozônio. A absorção ocorre em bandas específicas que dependem da estrutura molecular de cada gás (figura I.4). Os gases atmosféricos contribuem para o espalhamento e seu efeito combinado é uma função da densidade e da pressão atmosférica.

Os gases absorvem radiação pela mudança de seus estados rotacionais, vibracionais ou eletrônicos ou a combinação destes. As mudanças destes estados não são contínuas, mas ocorrem de forma discreta, isto é, em saltos quânticos. O vapor d'água, por exemplo, tem bandas de absorção nas regiões do espectro solar em 0,7 μm , 0,8 μm , 0,96 μm , 1,1 μm , 1,38 μm , 1,9 μm , 2,7 μm e na região da radiação emitida pela Terra em 6,3 μm , e bandas rotacionais de 14 μm até em torno de 100 μm . O vapor d'água (Figura I.4) tem mais bandas de absorção do que qualquer outro gás na atmosfera.

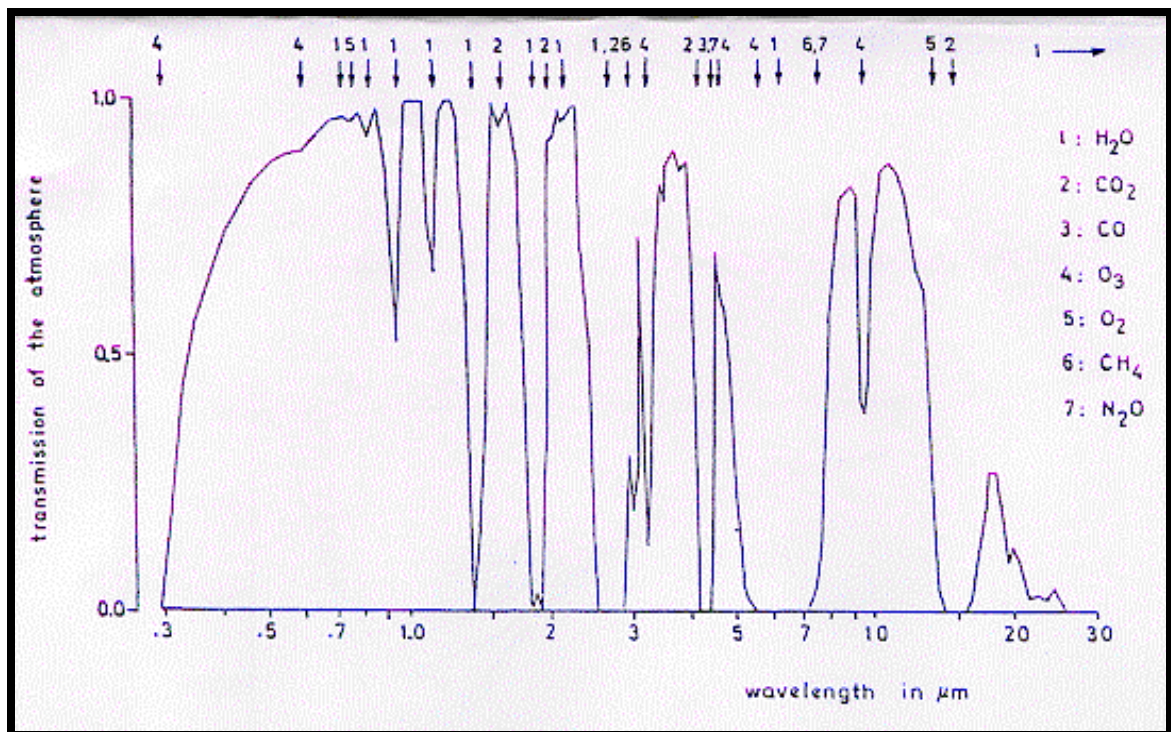


Figura I.4 - Bandas de absorção dos gases atmosféricos (H. Quenzel, 1983)

I.5.3.2 Aerossóis atmosféricos

O termo “aerossol atmosférico” refere-se à matéria líquida e sólida suspensa no ar.. Em regra, para estimar o efeito dos aerossóis na propagação da radiação eletromagnética através da atmosfera e desta maneira, o efeito atmosférico no sensoriamento remoto, deve-se compreender suas características físicas e químicas. Estas características dependem da origem do aerossol, o seu processo de formação, os efeitos atmosféricos sobre o aerossol, e dos processos de remoção.

As maiores fontes de formação de aerossóis atmosféricos são (Twomey, 1977)

- Formação de partículas a partir de superfícies sólidas;
- Formação de partículas a partir da superfície do oceano;
- Formação de partículas a partir de gases.

O efeito óptico do aerossol depende das características físicas das partículas:

- Sua distribuição de tamanho;
- Índice de refração, função da composição química (não tende a ser homogênea no interior da partícula e pode variar como uma função do tamanho da partícula.).
- Forma da partícula (principalmente se a partícula é esférica ou não esférica).
- Distribuição espacial da concentração de partículas, e das características mencionadas anteriormente.

Partículas produzidas por processos mecânicos a partir de superfícies sólidas não são esféricas; opostamente, partículas produzidas por conversão gás-líquido são normalmente esféricas; entretanto a presença de carbono grafítico no ar, devido à emissão de carros e a outros processos de combustão, pode complicar a esfericidade e a homogeneidade das partículas líquidas. O carbono grafítico pode atuar como um centro de condensação da partícula líquida ou pode aderir à superfície da partícula.

I.5.3.3 Nuvens

A interação da luz do sol com as nuvens afeta o sensoriamento remoto da superfície da terra, alterando, por exemplo, os valores sensoriados da reflectância da superfície e de parâmetros tais como o índice de vegetação, o albedo da superfície e outros usados no sensoriamento remoto.

A presença de nuvens tem um efeito adicional na qualidade dos dados em sensoriamento remoto. Devido a suas propriedades ópticas e térmicas podemos distinguir quatro tipos de nuvens:

- Nuvens muito maiores do que o campo de visada do sensor com grande espessura óptica. Estas nuvens podem ser facilmente distinguidas na região do espectro eletromagnético correspondente ao visível, devido a sua alta reflectância independente do comprimento de onda.

- Nuvens de pequena espessura a grande altitude (nuvens cirrus), as quais não podem ser vistas nos canais do visível, mas podem ser distinguidas no infravermelho devido a sua baixa temperatura, em torno de 235 K, ou seja $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$.

- Nuvens estratiformes a baixa altitude com uma reflectância que não é alta o suficiente para ser detectada facilmente nos canais do visível e com temperatura próxima da temperatura da superfície. Estas nuvens podem ser consideradas como uma parte da camada de aerossol.

- Nebulosidade descontínua com muitas nuvens muito menores que o campo de visada do sensor.

A radiação ascendente na presença de nuvens pode basear-se em quatro diferentes condições de observação (figura I.5):

1. Sem o efeito das nuvens - superfície ensolarada observada diretamente do espaço;
2. Superfície em uma área ensolarada, mas observada através da nuvem;
3. Superfície na sombra, mas observada diretamente do sensor (e não através da nuvem);
4. Superfície na sombra e observada através da nuvem.

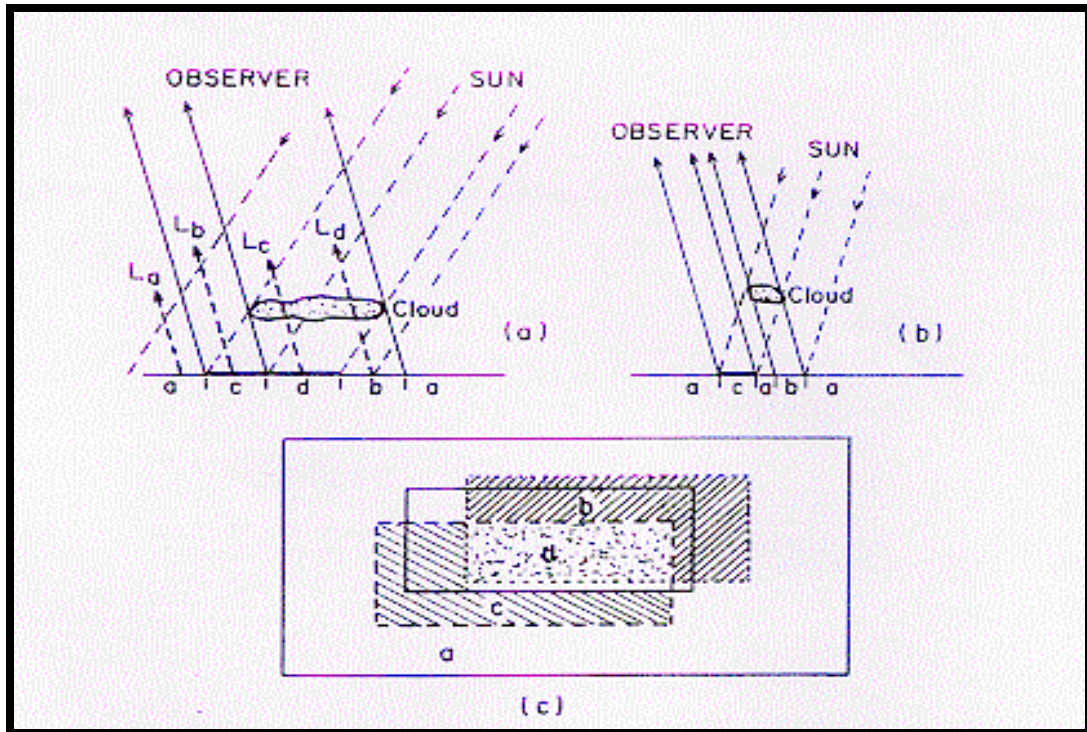


Figura I.5 - Interferência das nuvens na observação de alvos na superfície da Terra-
Diagrama da irradiação e das direções de observação (Kaufman, Y. J., 1989)

I.5.4 Interação da atmosfera com a radiação infravermelha

I.5.4.1 Astronomia do infravermelho

A Astronomia do infravermelho é a detecção e estudo da radiação infravermelha emitida por todos os corpos que constituem o universo.

Todos os objetos com uma temperatura acima do zero absoluto emitem radiação na região do espectro eletromagnético que corresponde ao infravermelho. Logo a Astronomia do Infravermelho pode estudar todos os corpos que compõem o Universo conhecido. No campo da Astronomia, a região correspondente ao infravermelho engloba o estudo de ondas eletromagnéticas de comprimento de onda entre, aproximadamente, $1 \mu\text{m}$ a $300 \mu\text{m}$ (um micrômetro corresponde a milionésima parte do metro).

O Universo nos envia uma grande quantidade de informações na forma de ondas eletromagnéticas. Muita dessa informação está no infravermelho, a qual com nossos olhos ou com telescópios que trabalham na região do visível não conseguimos ter acesso. Somente parte dessa informação no infravermelho chega à superfície da Terra e, até agora, pelo estudo dessa pequena região do infravermelho, os astrônomos têm descoberto uma grande quantidade de novas informações. Somente na década de 80 foi possível colocar em órbita da Terra telescópios infravermelhos, acima da atmosfera. O primeiro destes satélites foi o IRAS - Infrared Astronomical Satellite – que detectou em torno de 350000 fontes de radiação infravermelha, aumentando o número das fontes astronômicas catalogadas em 70%.

No espaço, há muitas regiões inacessíveis aos telescópios ópticos (que detectam radiação na faixa do visível), devido a estarem envolvidas por regiões onde a densidade de gás e poeira é muito grande. Entretanto, a radiação infravermelha, tendo comprimentos de onda muito superiores ao da luz visível, pode passar através destas regiões do espaço sem ser muito espalhada. Isto significa que nós podemos estudar objetos escondidos por gás ou poeira no infravermelho, os quais não podem ser vistos na região da radiação visível, tais como o centro de nossa galáxia e regiões de formação de novas estrelas.

Muitos objetos no Universo muito frios ou fracos (pouco brilhantes) para serem detectados na região do espectro eletromagnético correspondente ao visível, podem ser detectados no infravermelho. Estes incluem estrelas frias, galáxias infravermelhas, nuvens de partículas em torno das estrelas, nebulosas, moléculas interestelares, anãs marrons e planetas. Por exemplo, a luz visível de um planeta é escondida pelo brilho da estrela que este orbita. No infravermelho, onde os planetas têm o seu pico de brilho, o brilho da estrela é reduzido, tornando possível detectar um planeta no infravermelho. Algumas das mais excitantes descobertas na astronomia do infravermelho tem sido a detecção de discos de materiais e possíveis planetas em torno de outras estrelas.

No infravermelho, os astrônomos podem reunir informações sobre o universo como ele foi a muito tempo atrás e estudar o início da evolução das galáxias. A descoberta de que as galáxias mais distantes de nós estão se afastando e que quanto mais distante estão mais rápido se afastam de nós tem um efeito sobre a luz emitida por estas galáxias. Quando um objeto está se movendo para longe de nós, a luz que ele emite sofre um desvio para o vermelho. Isto significa que os comprimentos de ondas ficam mais longos e desse modo mudam em direção a região do vermelho do espectro eletromagnético. Este efeito, chamado efeito Doppler, é similar ao que acontece com ondas sonoras emitidas por um objeto em movimento. Como resultado do efeito Doppler, um grande desvio para o vermelho, toda a radiação do ultravioleta e visível de fontes distantes muda para a região do espectro correspondente ao infravermelho. Isto significa que uma maneira privilegiada para estudar a luz proveniente de objetos muito distantes é o estudo da radiação correspondente ao infravermelho.

I.5.4.2 Estados quânticos vibracional e rotacional e a absorção gasosa

A interação fundamental entre radiação e matéria consiste na transferência da energia de um fóton para um átomo ou molécula. A energia de um fóton leva um elétron para um nível de energia mais alto ou em moléculas pode ocasionar uma mudança no seu estado vibracional ou rotacional.

A absorção de radiação pelos gases constituintes da atmosfera se dá pela mudança de seus estados quânticos rotacional, vibracional ou eletrônico ou por uma combinação destes efeitos. Sabe-se que a mudança entre os estados quânticos não ocorre de maneira contínua, mas de modo discreto entre níveis de energia, isto é, através de saltos quânticos, onde a radiação não é absorvida

em todos os comprimentos de onda, mas em linhas de absorção, as quais formam as bandas de absorção quando combinadas.

O espectro molecular pode ser dividido em três categorias: rotacional, vibracional e eletrônico. O espectro rotacional é proveniente da absorção de fótons por moléculas, com a conversão da energia dos fótons incidentes em energia de rotação da molécula. O espectro vibracional ocorre quando a absorção da energia radiante produz mudanças na energia de vibração molecular. Somente alguns estados discretos de energia são permitidos à molécula, e a absorção da luz corresponde a uma transição entre dois destes níveis energéticos.

As diferenças de energia encontradas no espectro vibracional são aproximadamente uma centena de vezes maior do que as encontradas no espectro rotacional. Como as modificações no espectro rotacional são relativamente pequenas, elas têm o efeito de ampliar a banda de vibração- rotação. O infravermelho médio, de 2,5 a 25 μm , é a região onde ocorrem as transições vibracionais-rotacionais fundamentais de muitas moléculas gasosas. As características espectrais das linhas de absorção (bandas) atuam como uma impressão digital de cada molécula, assegurando uma individualização no monitoramento e na análise atmosférica.

O ar, em particular na Troposfera, contém uma quantidade de vapor d'água, dióxido de carbono, metano, etc., os quais levam a uma forte absorção no infravermelho médio; isto pode ser estendido também para o infravermelho distante.

I.5.4.3 Transferência radiativa e imagens de vapor d'água

O vapor d'água representa, aproximadamente, 1 - 4% do volume da atmosfera. O vapor d'água absorve e emite radiação em diversos comprimentos de onda.

As moléculas de vapor d'água presentes na atmosfera absorvem a radiação proveniente da superfície terrestre na região do espectro eletromagnético correspondente ao infravermelho (comprimentos de onda que se situam entre 1 μm e 100 μm). A energia associada com essa radiação absorvida é a causa do aumento da rotação e/ou vibração dessas moléculas em torno de seus respectivos centros de massa.

As transições vibracionais (bending, symmetric stretching, asymmetric stretching, Fig.I.6) são de particular importância para o sensoriamento remoto do vapor d'água, visto que elas ocorrem em frequências discretas. A energia dos fótons emitidos durante as transições vibracionais - H₂O bending - tem um comprimento de onda de 6,3 μm .

O espectro da radiação emitida por moléculas de H₂O é ampliado por colisões (as quais excitam as moléculas e portanto fazem com que elas emitam comprimentos de ondas levemente diferentes) e também por várias combinações de transições vibracionais e rotacionais que podem ocorrer simultaneamente. Como resultado, os radiômetros dos satélites são projetados para detectar radiações entre 5,5 e 7,5 μm (centrados em 6,3 μm) e são utilizados para o sensoriamento remoto do vapor d'água presente na troposfera.

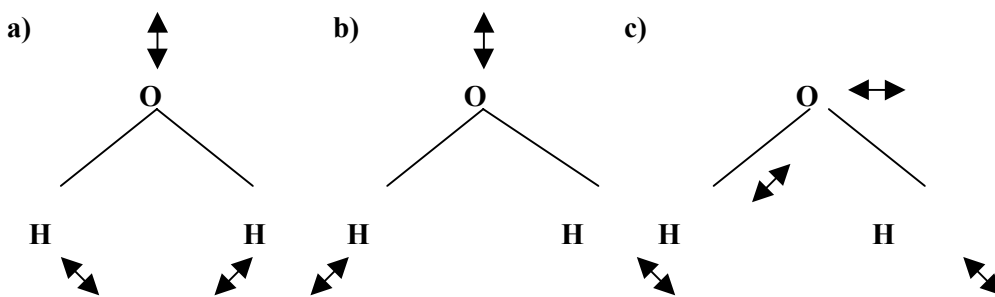


Figura I.6 : Classificação das vibrações da molécula da água

- a) Bending (Deformations vibrations)
- b) Symmetric stretching (valence vibrations)
- c) Asymmetric stretching

I.6 Turbulência atmosférica em Sistemas de Imageamento por Satélite

A propagação da radiação eletromagnética através da atmosfera na região do visível e do infravermelho está sujeita a perturbações no ar conhecidas como turbulência. A turbulência provoca variações aleatórias na densidade do ar, e conseqüentemente em seu índice de refração, resultando em variações aleatórias na sua direção de propagação e na intensidade da radiação (B. N. Edwards and R. R. Steen, 1965).

A atmosfera turbulenta é um meio não homogêneo no qual o índice de refração é uma função da posição e do tempo, podendo convenientemente ser interpretado como sendo constituída de um grande número de regiões com dimensões variáveis, denominadas células atmosféricas, nas quais o índice de refração afasta-se da média (J. I. Davis, 1966).

A redução por efeito da atmosfera da razão do contraste da cena, da resolução espacial, e da razão sinal-ruído é de interesse em sistemas de imageamento por satélite. Os efeitos da atmosfera na redução destas características são o espalhamento, a absorção, a luminosidade e a turbulência.

Os efeitos da turbulência no ar estão relacionadas com flutuações de aproximadamente uma parte em mil na temperatura do ar, as quais por sua vez causam flutuações no índice de refração de uma parte em um milhão ao nível da superfície da Terra. O comprimento coerente L_c (o tamanho da célula atmosférica sobre o qual o índice de refração é aproximadamente constante) é de aproximadamente 1 m ao nível da superfície, aumentando até aproximadamente 60 m a uma altitude de 1000 m. O tempo coerente T_c (o intervalo de tempo para o qual o índice de refração é aproximadamente constante) varia de 1 milissegundo até 100 ms. A turbulência atmosférica depende das condições do tempo e é maior em dias claros e ensolarados ao entardecer e menor em noites nubladas ao amanhecer. Ventos diminuem a turbulência para a trajetória da radiação na horizontal e aumentam a turbulência quando o percurso da radiação é vertical (em ângulos retos com a direção

do vento). As condições do tempo que estão associadas à diminuição da turbulência tendem a aumentar o espalhamento.

A razão de contraste da cena é uma medida da radiância de um pixel quando comparado com a radiância dos elementos que constituem o fundo. A razão aparente de contraste é uma função da reflectância, do tamanho do alvo, do campo de visada do sensor, e da atmosfera entre o alvo e o sensor. Os mecanismos atmosféricos que reduzem a razão de contraste da cena são o retroespalhamento, o espalhamento simples, o espalhamento múltiplo e a turbulência.

A resolução espacial da cena pode ser definida como a menor separação entre dois elementos da cena que podem ser resolvidos pelo sensor. Os efeitos atmosféricos, por sua vez, reduzem o contraste da cena e, por conseguinte a resolução espacial.

A razão sinal-ruído é uma medida da habilidade do sistema em discriminar entre a energia proveniente do alvo e a energia oriunda de outras fontes. A turbulência atmosférica causa no sinal da frente de onda flutuações de ângulo, fase, intensidade, e polarização, as quais por sua vez podem aparecer como ruído ou redução do sinal para o sensor.

O espalhamento da luz por moléculas e aerossóis na atmosfera é como turbidez. Turbidez e turbulência não podem ser confundidas uma com a outra, pois são processos separados por mecanismos distintos.

Turbulência é identificada com mudanças menores do que uma parte em 10^{12} na permissividade ϵ atmosférica em uma escala de tempo menor do que 1 segundo e maior do que 1 milissegundo, em uma escala de tamanho de várias ordens de grandeza maior do que o comprimento de onda, mas menor do que o comprimento do caminho óptico. As trocas da permissividade são causadas por perturbações da densidade do ar correspondentes a flutuações na temperatura do ar em aproximadamente 1 K. A turbulência causa flutuações espaciais e temporais da direção, fase, intensidade, e polarização na radiação eletromagnética que desloca-se em direção ao sensor. Flutuações direcionais são da ordem de 10^{-5} rad (M. M. Weiner, 1967).

O espalhamento, por outro lado, está associado a uma mudança de mais de uma parte em 10^3 na permissividade atmosférica em uma escala de tempo de várias horas e uma escala de tamanho de aproximadamente um comprimento de onda ou menor. A mudança de permissividade é causada pela presença de uma ou mais moléculas ou aerossóis no caminho óptico por causa de um espalhamento simples e múltiplo respectivamente. Cada evento de espalhamento resulta em uma distribuição da radiação espalhada sobre um ângulo que varia de 0 a 2π .

A importância relativa dos efeitos da turbulência atmosférica depende do tipo de sensor sobre o qual a radiação está incidindo. Os efeitos direcionais são importantes em sistemas que requerem cenas com uma alta resolução espacial. Flutuações de fase são de particular interesse em sistemas de radar. Flutuações na intensidade podem atuar limitando os mecanismos de ruído em sensores de pequeno campo de visada. Flutuações na polarização são de interesse em sistemas de sensores nos quais há o realce da razão sinal-ruído por técnicas de polarização.

A flutuação direcional da radiação que viaja através da atmosfera aparece sob a forma de efeitos normalmente conhecidos como “seeing” e cintilação.

O termo “seeing” é normalmente utilizado para descrever as distorções irregulares e o movimento de imagens astronômicas causadas pelas mudanças aleatórias na densidade de porções da atmosfera provocando um movimento na imagem das estrelas pela turbulência atmosférica.

A cintilação está relacionada a rápidas oscilações no brilho aparente de um alvo em decorrência da concentração de mais ou menos energia em diferentes áreas da frente de onda, o que depende do sinal, da curvatura e da altitude das células de turbulência presentes na atmosfera da Terra.

Em sistemas de observação, a flutuação direcional devido à turbulência é responsável pela redução no tempo médio da razão de contraste da cena e da resolução espacial. Em um sensor que possui um sistema de varredura em linhas, pode ser responsável pela retirada de uma linha de varredura que deveria estar justaposta a linha subsequente (distorção da imagem).

Flutuações turbulentas de fase reduzem a razão sinal-ruído dos sistemas de sensores devido à degradação da coerência espacial e temporal da radiação. A degradação espacial reduz a área efetiva da abertura do sensor. A degradação temporal é a responsável por uma modulação aleatória da frequência da radiação.

A turbulência atmosférica pode causar uma flutuação na intensidade da radiação que chega ao sensor e flutuações no tamanho da imagem no plano focal do sensor.

I.7 Escolha de um Sítio para a Instalação de um Telescópio

Os sítios para a instalação de um observatório astronômico devem ter um bom “seeing” (1,5 segundos de arco ou menos), e normalmente estes locais são caracterizados também por uma inversão de temperatura à noite.

Em uma inversão a temperatura do ar aumenta com a altitude e isto tem como consequência a diminuição da mistura convectiva do ar das camadas inferiores, onde está instalado o laboratório, com as camadas superiores da atmosfera. Estas condições normalmente aparecem em noites secas, claras, devido ao rápido resfriamento radiativo da superfície em relação à temperatura

atmosférica. Ao entardecer a atmosfera torna-se isotérmica e eventualmente desenvolve-se uma inversão térmica.

Os melhores sítios para observações astronômicas são caracterizados por uma inversão permanente que está presente na maior parte do ano, tem um fluxo de ar laminar na principal corrente de ar e para ser classificado como excelente o sítio deve também ter pouco vapor d'água precipitável e o céu deve ter pouca luminosidade (G. Walker, 1989).

I.8 Proposta do Trabalho

Trabalhos anteriores com imagem dos satélites geostacionários da série GOES (Leitão, 1993) mostraram ser viável a pré-seleção de sítios astronômicos a partir da determinação de taxas de coberturas de nuvens. Essa pré-seleção tem como finalidade determinar os locais onde ocorrem o mínimo de interferência atmosférica sobre a luz de fontes celestes. Nestes locais podem ser instalados observatórios astronômicos que são denominados sítios astronômicos.

A técnica aplicada para este fim tem que ser aprimorada, através do desenvolvimento de métodos estatísticos e da extensão para diversas regiões espectrais. Bandas no infravermelho são importantes para este estudo, uma vez que ali estão localizadas muitas bandas de absorção atmosférica.

Este trabalho propõe a utilização imagens do satélite meteorológico GOES-8, em órbita geoestacionária, tomadas em três bandas do infravermelho, para caracterizar a absorção de radiação nestes comprimentos de onda, em função da variação espacial de parâmetros atmosféricos.

Um dos principais objetivos deste trabalho é desenvolver métodos capazes de apontar, em regiões pré-selecionadas por sua altitude, zonas de menor absorção no infravermelho, como sítios potencialmente apropriados para observações astronômicas nestes comprimentos de onda.

Capítulo II - Região de Estudo

II.1 INTRODUÇÃO

Foi escolhida para estudo a região andina que compreende o Sul do Peru. Nos Andes estão instalados diversos observatórios astronômicos, incluindo o Cerro Tololo Interamerican Observatory, o European Southern Observatory e outros, que estão em pleno funcionamento e expansão. A Região Andina se caracteriza por ter pontos que se situam acima de 2000 m, como se pode ver na figura II.15 o que torna a região adequada tanto para observações na região do espectro correspondente ao visível como no infravermelho. A região escolhida, figura II.1, foi sugerida por pesquisadores da Universidade Maior de São Marcos do Peru, interessados na realização de estudos voltados à transparência atmosférica no infravermelho, e que estão ligados às origens deste trabalho. São eles os Drs. Joel Rojas Acunha e Rafael E. Carlos Reyes.



Figura II.1 - Delimitação da região de estudo II.2 Dados climáticos

A região andina compreendendo o Sul do Peru está situada entre as latitudes 6°S a 20°S e longitudes 68 °W a 76 °W. Os dados climáticos citados a seguir foram obtidos no Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima (CPNTC) do Instituto Geofísico del Perú (IGP) e as fontes dos dados foram o Ministério da Agricultura e o Instituto Geofísico do Peru.

As médias históricas referentes ao mês de setembro foram tomadas como limite inferior de temperatura para a construção das imagens de temperatura média mostradas no capítulo IV. Este limite inferior é mostrado nas figuras II.2 a II.13 para os distritos indicados pelos astrônomos peruanos.

PUNO (15.87°S 70°W 3875 msnm)

Distrito: Puno Provincia: Puno Dpto.: Puno

O clima de Puno é frio, moderadamente chuvoso e com amplitude térmica moderada. A média anual de temperatura máxima e mínima, no período de 1960 – 1996 , é 14,4 °C e 2,7 °C respectivamente.

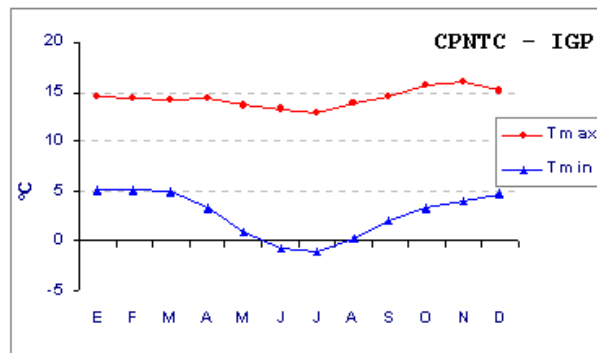


Figura II.2 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Puno

Periodo 1960-1996 - Fonte CPNTC – IGP

A precipitação média acumulada anual para o período de 1964-1980 é 703,1 mm.

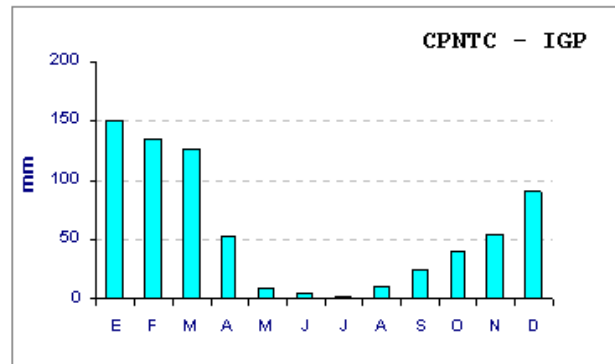


Figura II.3- Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Puno

Período 1964-1980 - Fonte CPNTC – IGP

TACNA (18.05°S 70.27°W 452 msnm)

Distrito: Tacna Província: Tacha Dpto.: Tacha

O clima de Tacha é temperado, desértico e com amplitude térmica moderada. A média anual de temperatura máxima e mínima, no período de 1950 – 1991, é 23,5 °C e 12,5 °C, respectivamente.

A precipitação média acumulada anual para o período 1950-1991 é 33,4 mm.

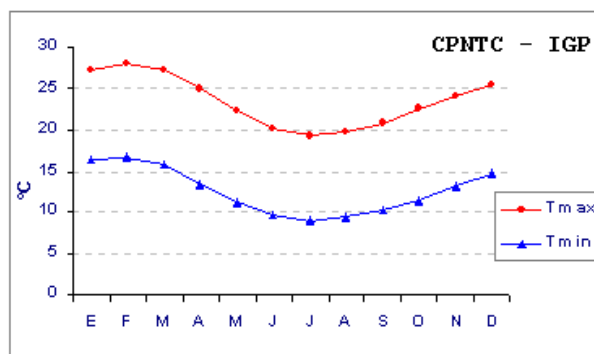


Figura II.4 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Tacna

Período 1950-1991 - Fonte CPNTC – IGP

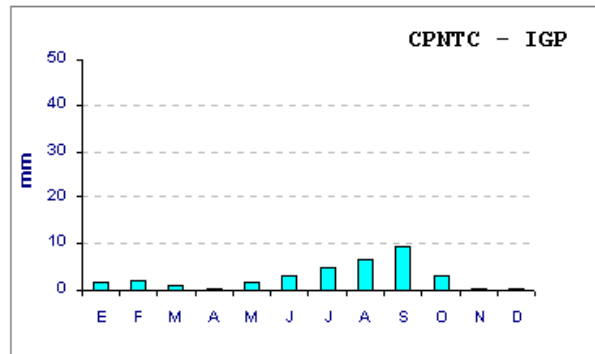


Figura II.5 - Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Tacna

Período 1950-1991 - Fonte CPNTC – IGP

MOQUEGUA (17.17°S 70.93°W 1412 msnm)

Distrito: Moquegua Província: Mariscal Nieto Dpto.: Moquegua

O clima de Moquegua é temperado, desértico e com amplitude térmica moderada. A média anual de temperatura máxima e mínima, no período de 1965-1985, é 25,8 °C e 11,3 °C, respectivamente.

A precipitação média acumulada anual para o período 1965-1985 é 15,6 mm.

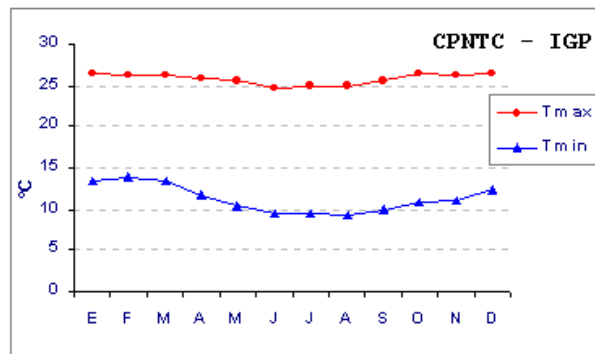


Figura II.6 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas Período 1965-1985

para Moquegua

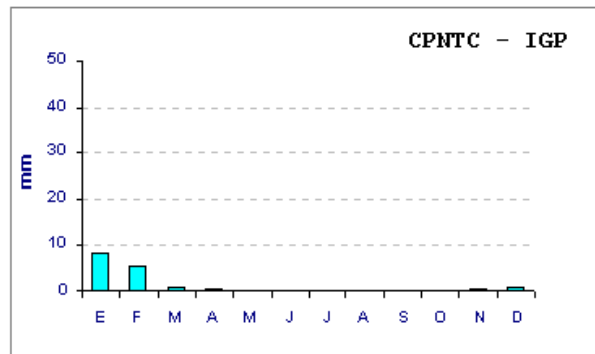


Figura II.7 - Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Moquegua

Período 1965-1985 - Fonte CPNTC – IGP

AREQUIPA (16.35°S 71.57°W 2518 msnm)

Distrito: Arequipa Província: Arequipa Dpto.: Arequipa

O clima de Arequipa é temperado, desértico e com amplitude térmica moderada. A média anual de temperatura máxima e mínima, no período de 1950 – 1991, é 22,2 °C e 7,0 °C, respectivamente.

A precipitação média anual para o período de 1950-1991 é 95,3 mm.

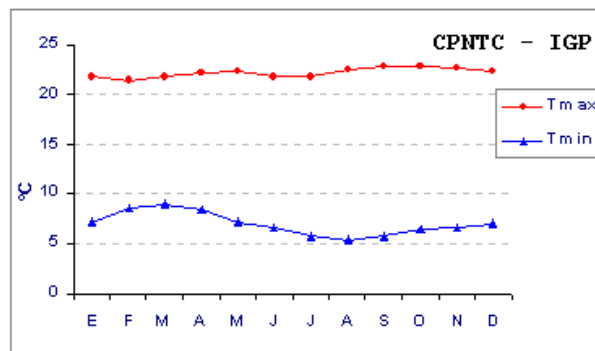


Figura II.8 – Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas - Período 1950-1991 para

Arequipa

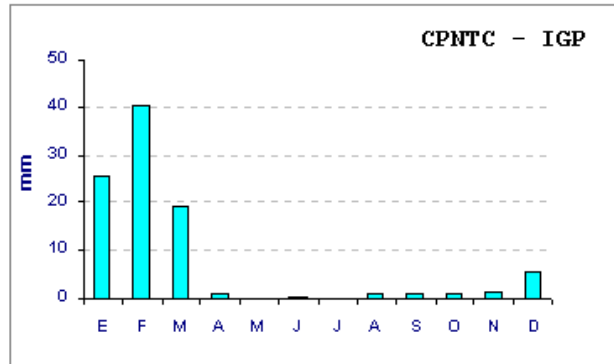


Figura II.9 - Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Arequipa
Período 1950-1991 – Fonte CPNTC – IGP

JAUJA (11.75°S 75.5°W 3410 msnm)

Distrito: Jauja Província: Jauja Dpto.: Junín

O clima de Jauja é temperado moderadamente chuvoso e com amplitude térmica moderada. A média anual de temperatura máxima e mínima (período 1961-1980) é 19,4 °C e 5 °C respectivamente.

A precipitação acumulada anual para o período 1961-1980 é 757,8 mm.

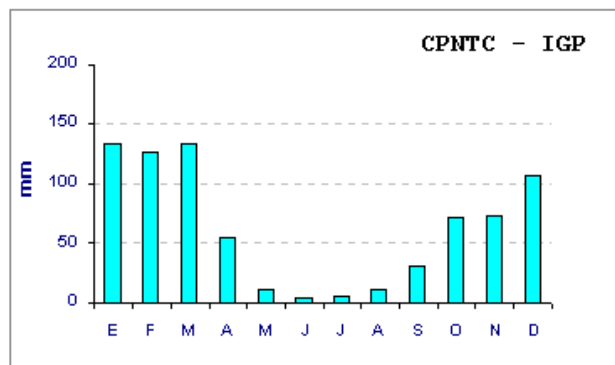


Figura II.10 - Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Jauja
Período 1961-1980 – Fonte CPNTC – IGP

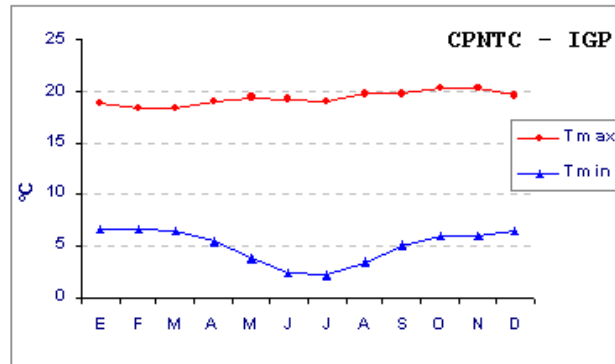


Figura II.11 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas para Jauja

Período(1961-1980) – Fonte CPNTC – IGP

HUAYAO (12.03°S 75.32°W 3350 msnm)

Distrito: Chupaca Província: Huancayo Dpto.: Junín

O clima de Huayao é temperado, moderadamente chuvoso e com amplitude térmica moderada. A média anual de temperatura máxima e mínima (período de 1958-1996) é 19,4 °C e 4,3 °C, respectivamente.

A precipitação média acumulada anual para o período 1958-1996 é 756,5 mm.

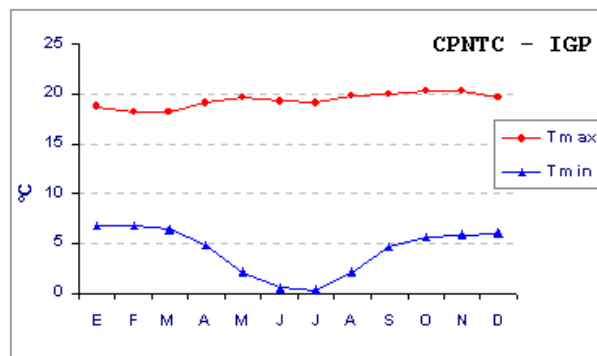


Figura II.12 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas - Período 1958-1996 para Huayao

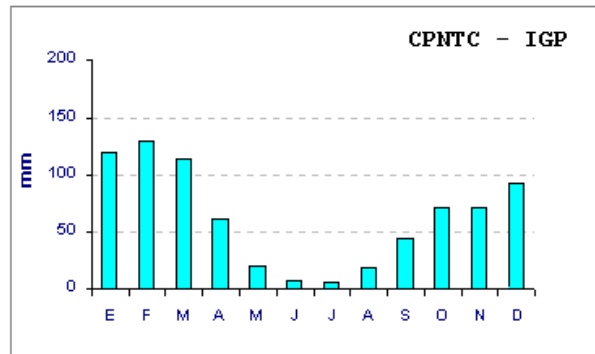


Figura II.13 – Médias multianuais de precipitação acumulada mensal para Huayao

Período 1958-1996 – Fonte CPNTC – IGP

ABANCAY (13.63°S 72.88°W 2377 msnm)

Distrito: Abancay Província: Abancay Dpto.: Apurímac

O clima de Abancay é temperado, moderadamente chuvoso e com amplitude térmica moderada. A média anual de temperatura máxima e mínima (período 1964-1980) é 23,8 °C e 11,7 °C, respectivamente.

A precipitação média acumulada anual para o período de 1964-1980 é 595,6 mm.

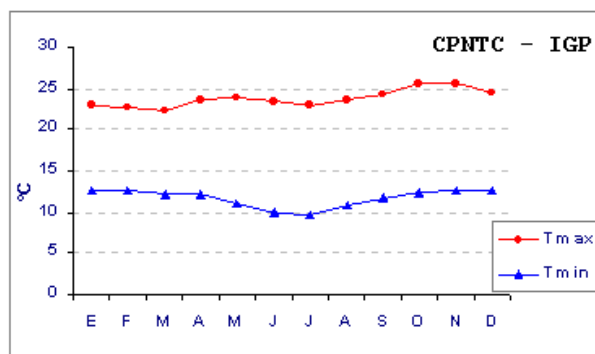


Figura II.14 - Médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas - Período 1964-1980 para Abancay

II.3 Dados Topográficos

A figura II.15 representa a topografia da região em estudo, delimitadas pelas coordenadas 06 S – 76 W e 20 S – 68 W, estando destacadas algumas regiões acima de 2000 m do nível do mar.

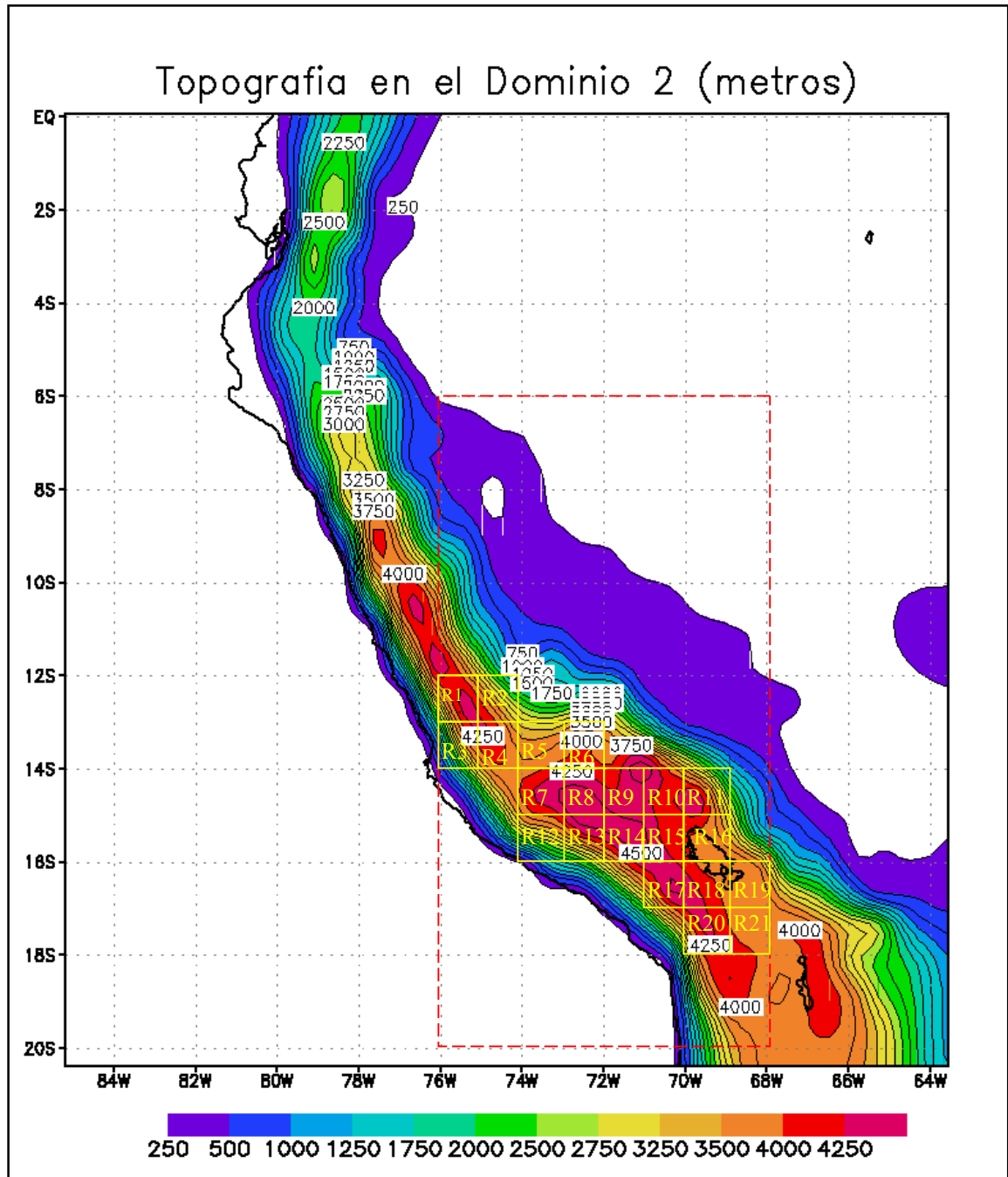


Figura II.15 – Topografia da região em estudo – Fonte Instituto Geofísico do Peru

III - MATERIAIS E MÉTODOS

III.1 O SATÉLITE GOES

III.1.1 – CARACTERÍSTICAS GERAIS

Os satélites da série GOES I-M, atualmente GOES-8 e GOES-9, em órbita geoestacionária sobre o Equador, levam consigo uma série de instrumentos que permitem o imageamento e a sondagem da superfície terrestre. Os sensores estão habilitados para obter imagens de nuvens, monitorar a temperatura da superfície terrestre, e sondar as características térmicas e a quantidade de vapor d'água presente na atmosfera.

O sensor imageador (GOES I-M Imager) a bordo dos satélites da série GOES I-M tem cinco bandas espectrais com alta resolução espacial. As cinco bandas espectrais são (1) 0,52 - 0,72 μm (visível), (2) 3,78 - 4,03 μm (infravermelho), (3) 6,47 - 7,02 (vapor d'água), (4) 10,2 - 11,2 μm (infravermelho distante), (5) 11,5 - 12,5 μm (infravermelho distante um pouco mais sensível para o vapor d'água do que o outro canal no infravermelho distante).

Já o pacote de sondagem da atmosfera (GOES I-M sounder - tabela III.1) tem 18 bandas no infravermelho emitido, mais uma banda de baixa resolução no visível, comparando com as 12 bandas no infravermelho mais a banda no visível da série anterior. As novas bandas espectrais, em comprimentos de onda nunca obtidos anteriormente em órbita geossíncrona, são sensíveis à temperatura, umidade, e ozônio.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA

Comprimento de onda (μm)	Canal	NEDT *	Propósito
14,7	1	1,02	Temperatura da estratosfera
14,37	2	0,87	Temperatura da Tropopausa
14,06	3	0,60	Nível alto de temperatura
13,96	4	0,40	Nível médio de temperatura
13,37	5	0,45	Nível baixo de temperatura
12,66	6	0,20	Total PW
12,02	7	0,13	Temperatura da superfície, umidade
11,03	8	0,10	Temperatura da superfície
9,71	9	0,14	Ozônio total
7,43 vapor d'água	10	0,11	nível baixo de umidade
7,02 vapor d'água	11	0,13	nível médio de umidade
6,51 vapor d'água	12	0,21	nível alto de umidade
4,57	13	0,13	nível baixo de temperatura
4,52	14	0,13	nível médio de temperatura
4,45	15	0,16	nível alto de temperatura
4,13	16	0,10	Temperatura da camada limite
3,98	17	0,17	Temperatura da superfície
3,74	18	0,10	Temperatura da superfície, umidade.
0,94			Nuvens

* NEDT - Noise Equivalent Difference Temperature

Tabela III.1 - Características do pacote de sondagem atmosférica dos satélites da série GOES I-M

III.1.2 Sensibilidade dos canais infravermelhos do satélite GOES

O sistema imageador a bordo dos satélites da série GOES I - M transmitem seus dados para a Terra como contadores digitais inteiros entre 0 e 1023 (10 bits). Os contadores digitais, por sua vez, podem ser convertidos para uma temperatura equivalente de corpo negro utilizando-se equações de calibração.

Os contadores digitais estão linearmente relacionados com a radiância, e a radiância está relacionada de forma não linear com a temperatura de corpo negro através da função de Planck.

A figura III.1 mostra os contadores digitais versus a temperatura de corpo negro para os quatro canais infravermelhos do imageador GOES.

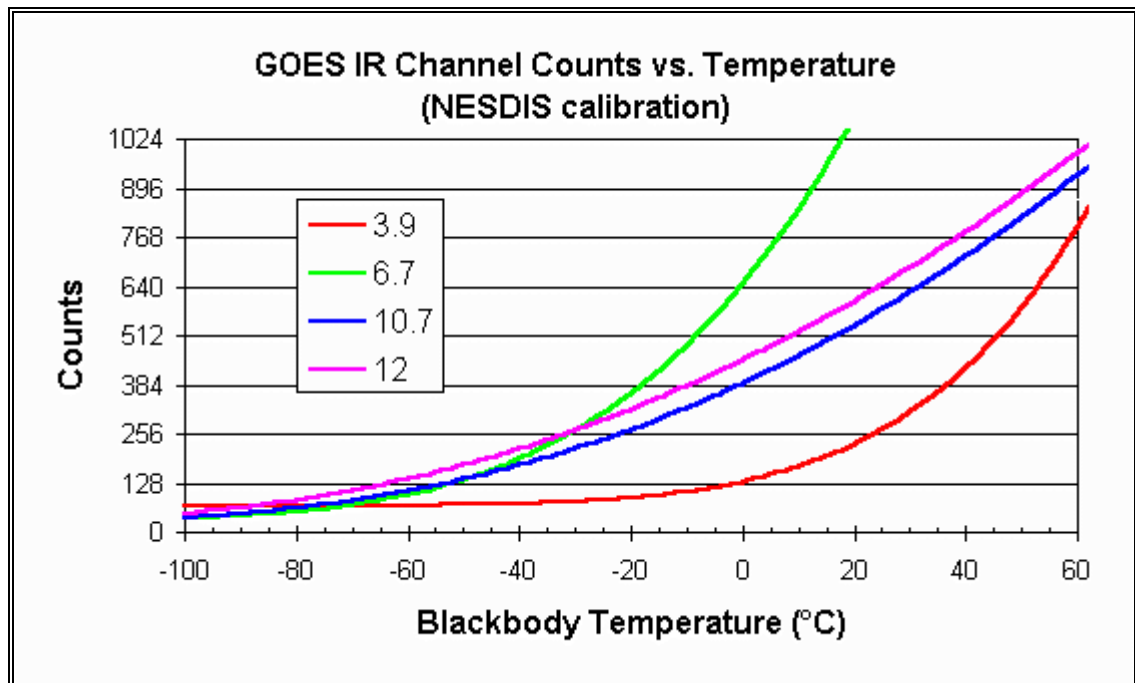


Figura III.1 - Canais Infravermelhos do GOES - Contadores digitais versus Temperatura

O canal de vapor d'água 6,7 μm satura (alcança o contador 1023) a 20 $^{\circ}\text{C}$, pois ele foi projetado para visualizar os níveis superiores da atmosfera, onde ela é mais fria. Os outros canais (que foram projetados para visualizar a superfície terrestre ou nuvens) saturam a temperaturas superiores a 60 $^{\circ}\text{C}$.

A sensibilidade pode ser definida como a inclinação das curvas acima. A figura III.2 mostra esta sensibilidade

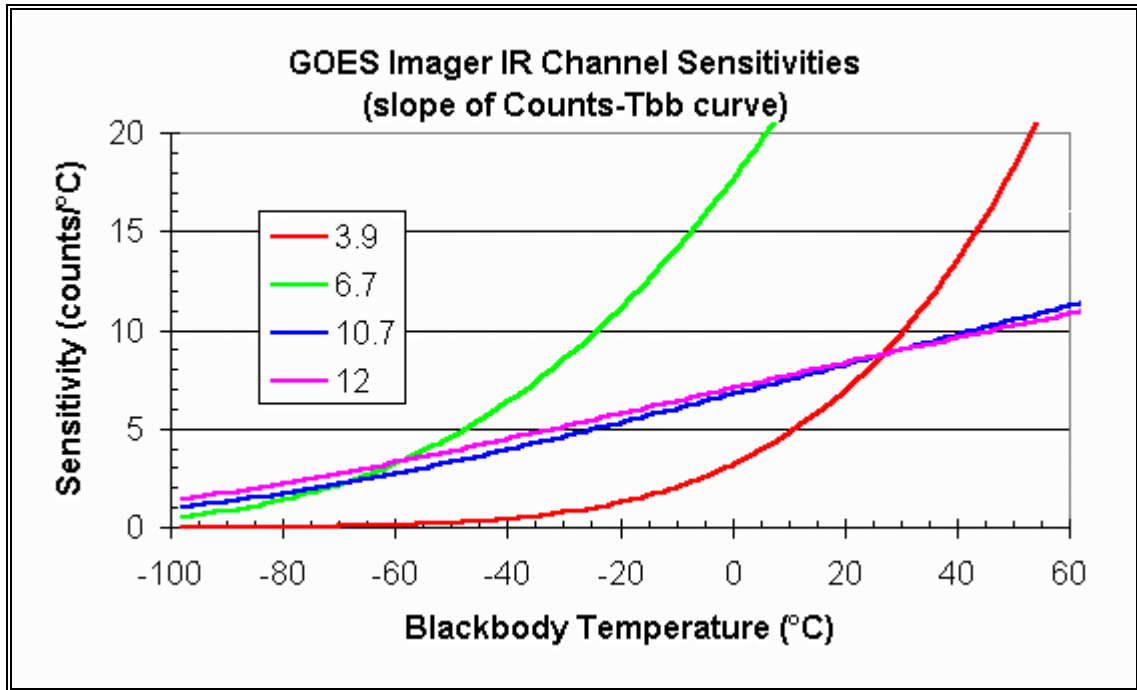


Figura III.2 - Imageador GOES - Infravermelho - Sensibilidade dos canais

A sensibilidade aumenta com o aumento da temperatura para todos os canais, mas os comprimentos de onda mais curtos apresentam um rápido aumento na sensibilidade. Uma comparação do canal 3,9 µm com os canais 10,7 e 12 µm é interessante. Para temperaturas mais altas, próximas da temperatura ambiente, o canal de 3,9 µm tem uma maior sensibilidade do que os canais 10,7 e 12 µm e, por esta razão, é preferido para a investigação de variações de temperatura. Isto explica a habilidade do canal de 3,9 µm em detectar focos de incêndio. Abaixo de -40 °C, a sensibilidade do canal 3,9 µm se aproxima de zero. Neste caso o satélite pode transmitir somente os contadores digitais e o canal de 3,9 µm, nesta faixa de temperaturas, não é adequado para investigações de variações de temperatura.

Finalmente, cada imageador GOES tem um certo ruído, o qual é aproximadamente constante em radiância e, da mesma forma, em contagens digitais. Para os canais na região do infravermelho, o ruído está entre 1 e 2 contagens digitais (para o canal visível ele é de 8 contagens). Isto é, se em um canal infravermelho o contador medido é 500, pode ser esperado um valor real entre 498 e 502.

Outra maneira de se dizer isto é que se um canal imageador mede uma temperatura de corpo negro T , a temperatura real de corpo negro estará situada entre T menos NEDT e T mais NEDT, onde NEDT é o ruído equivalente de diferença de temperatura, o qual é calculado a partir do ruído equivalente da diferença de radiância e da sensibilidade do canal.

Uma vez que o relacionamento entre os contadores e a temperatura de corpo negro não é linear, o NEDT é uma função não linear de T como mostra a figura III.3.

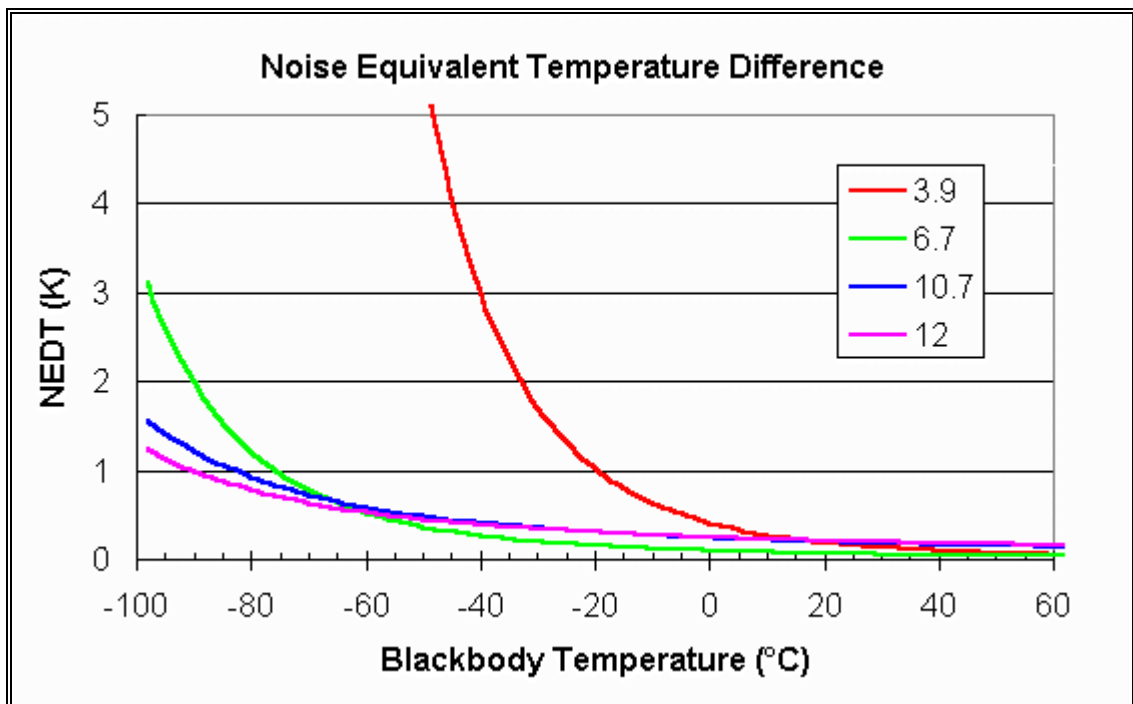


Figura III.3 - Ruído Equivalente de Diferença de Temperatura - NEDT

Todos os canais tem uma boa característica de ruído (NEDT \ll 1°C) em temperaturas altas. Abaixo de -40 °C, o ruído no canal 3,9 μ m fica muito alto, isto é muito grande para medidas úteis.

III.1.3- Conversões dos dados do formato GVAR para radiância ou temperatura de cena

Os dados de imagem no formato GVAR (GOES Variável Formata) estão disponíveis em um pacote com palavras de 10 bits.

A seguir é descrito como converter um contador digital (0 - 1023) no formato GVAR para temperatura para os canais imageadores GOES I - M.

Inicialmente os contadores digitais no formato GVAR são convertidos em radiância, pela expressão a seguir:

$$R = (X - b) / m \qquad \text{Equação III.1}$$

onde R é a radiância ($\text{mW}/\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{cm}^{-1}$) e X é o contador GVAR. Os coeficientes b e m são a inclinação e o ganho, respectivamente. Os valores de m e b são valores tabelados, derivados das calibrações feitas sobre os equipamentos. Eles dependem do canal selecionado, mas para um dado canal são tomados como constantes no tempo e para toda a série de satélites.

Para converter radiância em temperatura, como primeiro passo utiliza-se a inversa da função de Planck, equação III.2, para determinar a temperatura efetiva

$$T_{\text{eff}} = (c_2 \cdot \nu) / \ln (1 + [c_1 \cdot \nu^3] / R) \qquad \text{Equação III.2}$$

onde T_{eff} é a temperatura efetiva em kelvin (K), “ln” é o logaritmo natural e R é a radiância. Os coeficientes ν , c_1 e c_2 são o número de onda central do canal e duas constantes de

radiação, respectivamente. As constantes c_1 e c_2 são invariantes, mas ν depende das características espectrais do canal, e varia de instrumento para instrumento.

Os valores de ν são valores tabelados e os valores de c_1 e c_2 são

$$c_1 = 1,191066 \cdot 10^{-5}$$

$$c_2 = 1,438833$$

Finalmente, para converter a temperatura efetiva para temperatura absoluta $T(K)$, usa-se a seguinte equação

$$T = b \cdot T_{\text{eff}} + a \qquad \text{Equação III.3}$$

As constantes ν (cm^{-1}), a (K) e b dependem do canal e do instrumento sensor e também são valores tabelados, característicos dos instrumentos.

O uso da T_{eff} leva em consideração a variação da função de Planck através da banda passante do canal espectral. As diferenças entre os valores de T e T_{eff} aumentam com o decréscimo da temperatura e são usualmente da ordem de 0,1 K. No pior caso, próximo de 180 K, são de aproximadamente 0,3 K.

Para uma cena à 300 K, a variação de uma contagem GVAR (contagem digital) é equivalente a uma variação de temperatura de aproximadamente 0,11 K nos canais 2, 4 e 5; já no canal 3 a variação de uma contagem digital equivale em termos de temperatura a uma mudança de 0,35 K. Os erros resultantes destas aproximações situam-se usualmente entre 0 e 0,01 K, dependendo do canal e da temperatura do alvo.

Se um polinômio de segunda ordem for utilizado

$$T = a + b \cdot T_{\text{eff}} + c \cdot T_{\text{eff}}^2 \qquad \text{Equação III.4}$$

Substituindo a temperatura definida na equação III.2 na equação III.4, o erro residual baixaria por um fator de 10, levando a um erro menor do que 0,001. K.

Os coeficientes a, b e c e o número de onda central ν , são listados em tabelas para os imageadores e sonda dos satélites GOES 8 e 9 respectivamente.

III.1.4 – AS IMAGENS

III.1.4.1- Características das imagens do satélite GOES canal 3, canal 4 e canal 5

Em uma imagem de vapor d'água no canal 3 (6,7 μm), cada pixel está associado a um contador digital de acordo com a temperatura de brilho medida. Tipicamente, cores mais claras indicam áreas com uma temperatura mais baixa, o que se relaciona a radiação proveniente de uma camada úmida ou de nuvens na alta troposfera; cores mais escuras indicam áreas com temperatura mais altas, referentes a radiação proveniente da Terra ou a uma camada seca na média ou alta troposfera.

As características de “úmido” e “seco” vistas em uma imagem de vapor d'água resultam de várias combinações de movimentos verticais no interior da média ou alta troposfera (geralmente de 4 a 12 km de altitude).

As imagens de satélites no infravermelho emissivo, canais 4 e 5 do GOES, fornecem mais informações sobre medida da temperatura do que da radiação refletida. Para uma imagem no infravermelho, objetos quentes aparecem em tons escuros, enquanto que objetos frios aparecem em cores claras.

Sabendo que na troposfera a temperatura diminui com o aumento da altitude, os topos das nuvens que situam-se em um nível mais alto estarão a uma temperatura mais baixa do que os topos das nuvens que situam-se num nível mais baixo de altitude. Nuvens baixas aparecerão em tons mais escuros do que as brilhantes nuvens altas, enquanto padrões cinza muito escuro indicam regiões onde o solo está sendo aquecido pelo sol.

No canal 4, comprimento de onda 10,7 μm , a atmosfera (ar+vapor d'água) quase não absorve radiação infravermelha, mas as nuvens sim. Portanto:

- ◆ Na ausência de nuvens pode ser observada a radiação proveniente do solo, permitindo estimar sua temperatura;
- ◆ Uma nuvem absorve boa parte da radiação eletromagnética proveniente do solo e da atmosfera, e volta a emitir de acordo com sua temperatura;
- ◆ Podem ser observadas nuvens a grandes altitudes do tipo cirrus.

O canal 5, comprimento de onda 12 μm , situa-se na porção do espectro (janela atmosférica) contaminada pelo vapor d'água, isto é, onde o vapor d'água absorve parte da radiação proveniente da baixa troposfera.

III.1.4.2- Descrição das imagens utilizadas

As imagens utilizadas neste trabalho foram obtidas no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e foram coletadas pelo do sensor imageador do satélite GOES-8. As bandas espectrais são mostradas na tabela III.2 :

Canal	Banda
3	6,47 – 7,02 μm vapor d'água
4	10,2 – 11,2 μm I.V. distante
5	11,5 – 12,5 μm I.V. distante – vapor d'água

Tabela III.2 - Bandas espectrais satélite GOES 8

Foram utilizadas imagens do mês de setembro de 1998, recortadas de modo a cobrir uma região entre as latitudes -6° a -20° e longitudes 68° W a 76° W. A tabela III.3 informa o canal do satélite, o número de imagens utilizadas, a data e o horário em que foram obtidas as imagens.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA

Item	Canal	Número de imagens	Data (Dia juliano de 1998)	Horário
1	3	11	256, 257, 258, 259, 260, 261, 263, 265, 269, 271 e 272	20h27min GMT 15h27min local
2	4	10	256, 257, 258, 259, 260, 261, 265, 269, 271 e 272	20h27min GMT 15h27min local
3	3	6	271	21h27min GMT 22h27min GMT 23 h27min GMT 24 h27min GMT 01 h27min GMT 02 h27min GMT
4	4	6	271	21h27min GMT 22h27min GMT 23 h27min GMT 24 h27min GMT 01 h27min GMT 02 h27min GMT
5	5	10	256, 257, 258, 259, 260, 261, 265, 269, 271 e 272	20h27min GMT 15h27min local

Tabela III.3 – Relação das imagens do satélite GOES 8

III.2 O Método

O método desenvolvido nesse trabalho prevê algumas fases a serem seguidas durante a pré-seleção, com o auxílio de um satélite geoestacionário, de um sítio astronômico para observações no infravermelho.

1. Pré-selecionar a região de estudo por sua altitude;
2. Consultar um banco de dados históricos sobre médias multianuais de temperaturas máximas e mínimas e médias multianuais de precipitação acumulada média mensal da região;
3. Formar um banco de imagens de satélite;
4. Obter as imagens de temperatura de brilho médio para um determinado período de tempo para os canais 3, 4 e 5;
5. Estabelecer um limite inferior de temperatura para o canal 4, acima do qual é possível visualizar a superfície terrestre;
6. Estabelecer um limite inferior de temperatura para o canal 3, acima do qual é possível visualizar camadas secas, com menor quantidade de vapor d'água na troposfera;
7. Obter imagens de temperatura brilho médio e desvio padrão para um curto período de tempo com imagens de uma hora em uma hora para verificar a variabilidade da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera;
8. Obter imagens diferença entre os canais 4 e 5, pois a diferença entre os canais 4 e 5 fornece informações sobre a quantidade de vapor d'água presente na atmosfera;
9. Identificar regiões com características adequadas a instalação de observatórios astronômicos.

Resultados e Conclusões

IV.1 Análise de imagens referentes aos canais 3, 4 e 5 do satélite GOES 8

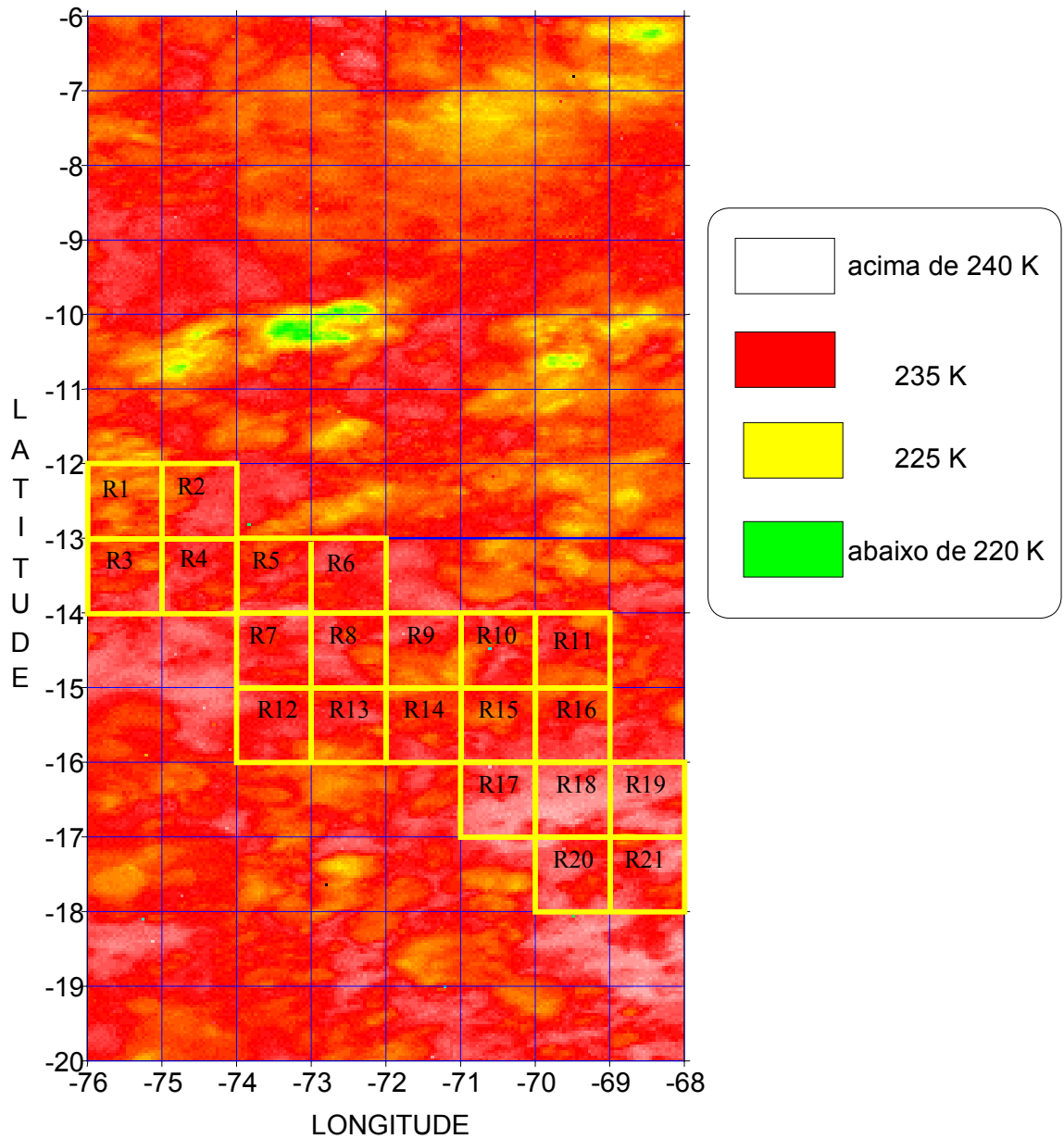


Figura IV.1 - Imagem da temperatura de brilho média - canal 3

A Figura IV.1 foi construída processando-se dez imagens referentes aos dias julianos 256 a 272 de setembro de 1998, no canal 3, sendo obtida a representação de temperatura de brilho médio para cada pixel. A análise dessa figura pode ser feita da seguinte forma: as temperaturas podem ser associadas às condições da atmosfera em cada região; por exemplo, as regiões em branco e vermelho representam regiões com temperaturas mais altas, e portanto associadas a camadas mais baixas da troposfera ou a uma camada seca na média ou alta troposfera; já as regiões em amarelo e verde apresentam temperaturas mais baixas e são associadas à radiação proveniente de uma camada úmida ou a nuvens na alta troposfera.

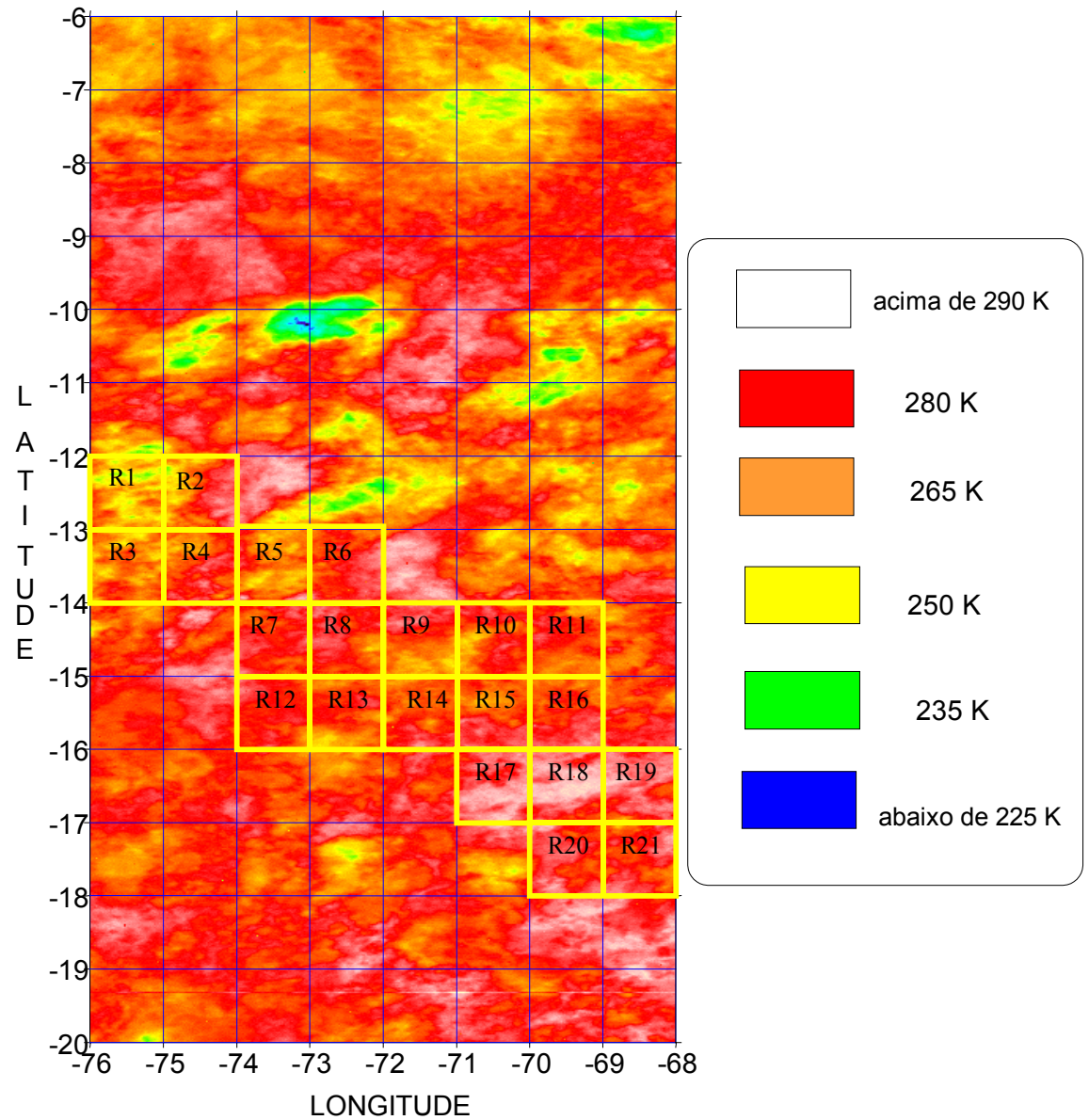


Figura IV. 2 - Imagem da temperatura de brilho média - canal 4

Analogamente, a Figura IV.2 foi construída a partir de dez imagens referentes aos dias julianos 256 a 272 de setembro de 1998, para o canal 4, obtendo-se igualmente a representação de temperatura de brilho média para cada pixel. A análise dessa figura pode ser feita da seguinte forma: as regiões com temperaturas superiores a 280 K, regiões em branco e vermelho na figura IV.2, podem ser associadas a radiação proveniente do solo. As regiões com temperaturas acima de 265 K, representadas pelas áreas em laranja, podem ser associadas à radiação emitida pela parte mais baixa da troposfera. As demais regiões com temperaturas menores que 265 K, representadas na figura IV.2 pelas cores amarelo, verde e azul, podem ser associadas a nuvens na média e alta troposfera.

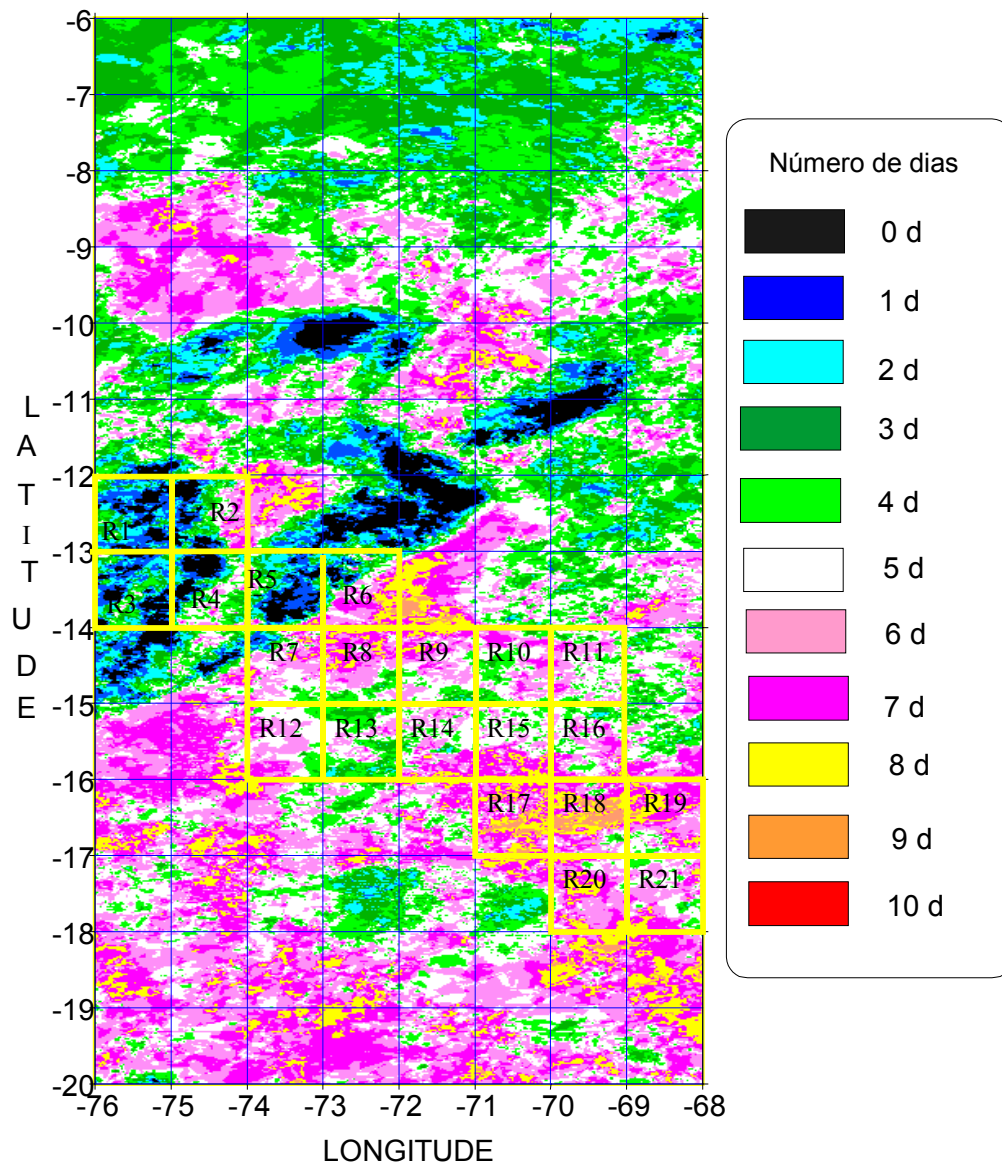


Figura IV.3 - Imagem da temperatura de brilho médio ≥ 283 K - canal 4

A figura IV.3, obtida a partir de dez imagens do canal 4 - infravermelho - 10,7 μm , mostra o número de dias em que a temperatura foi maior ou igual a 283 K, o que permite estimar o número de dias em que foi possível observar os níveis mais baixos da troposfera ou a radiação proveniente da superfície. O limite 283 K foi estabelecido com base nos registros históricos da região como se pode ver nas figuras II.1 a II.13. As figuras II.1 a II.13 mostram que as temperaturas máximas e mínimas anuais de um período de tempo que varia entre 20 a 40 anos. Neste período a temperatura mínima da superfície para o mês de setembro situa-se acima de 5 °C, ou seja, 278 K.

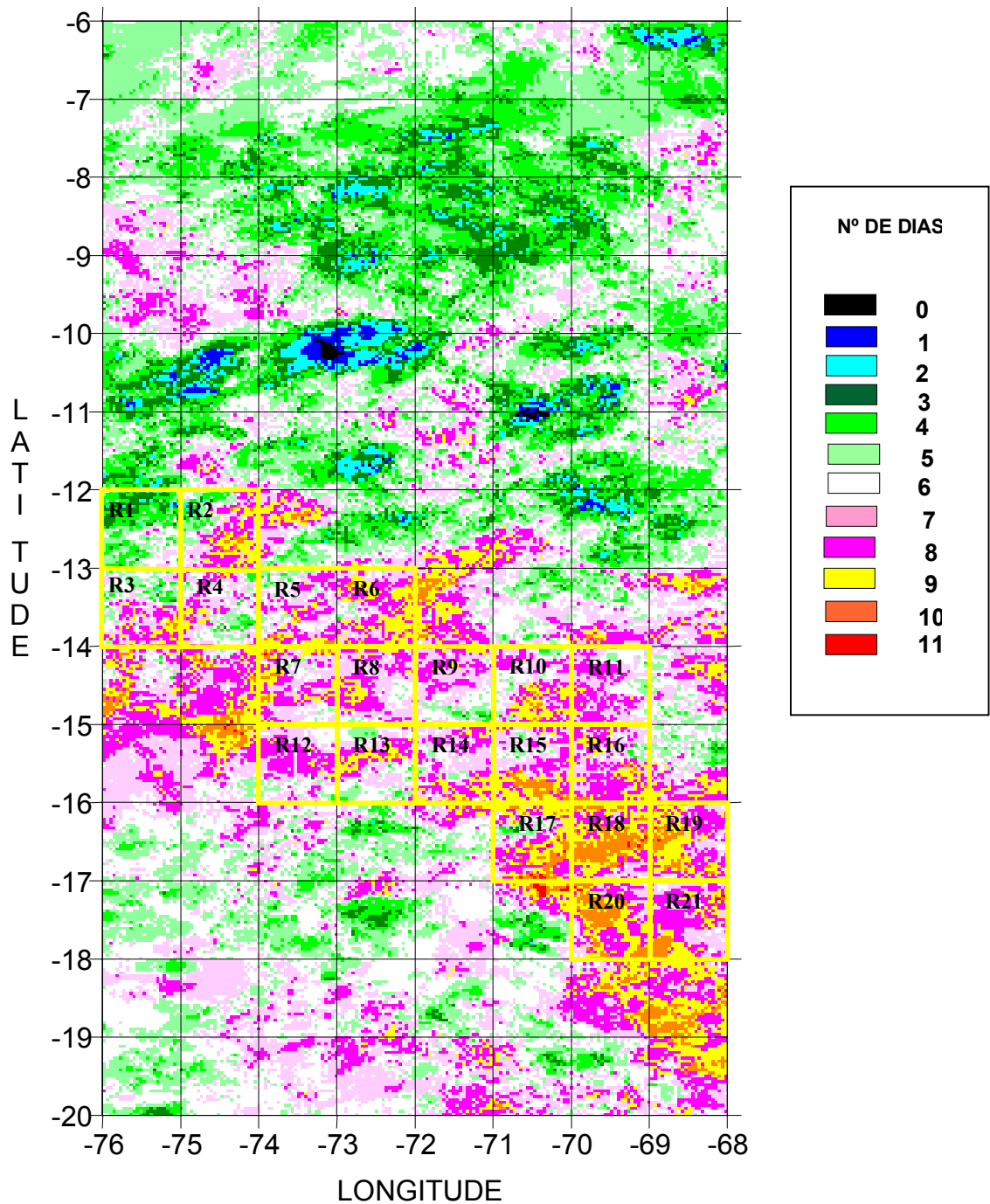


Figura IV.4 - Imagem da temperatura de brilho ≥ 239 K - canal 3

A figura IV.4, obtida a partir de onze imagens do canal 3 - infravermelho - 6,7 μm , referente ao mesmo período das imagens anteriores (dias 256 à 272 do calendário juliano do ano de 1998), mostra o número de dias em que a temperatura foi maior ou igual a 239 K. Isto permite estimar o número de dias em que foi possível visualizar as camadas mais baixas da troposfera ou uma camada seca na média ou alta troposfera.

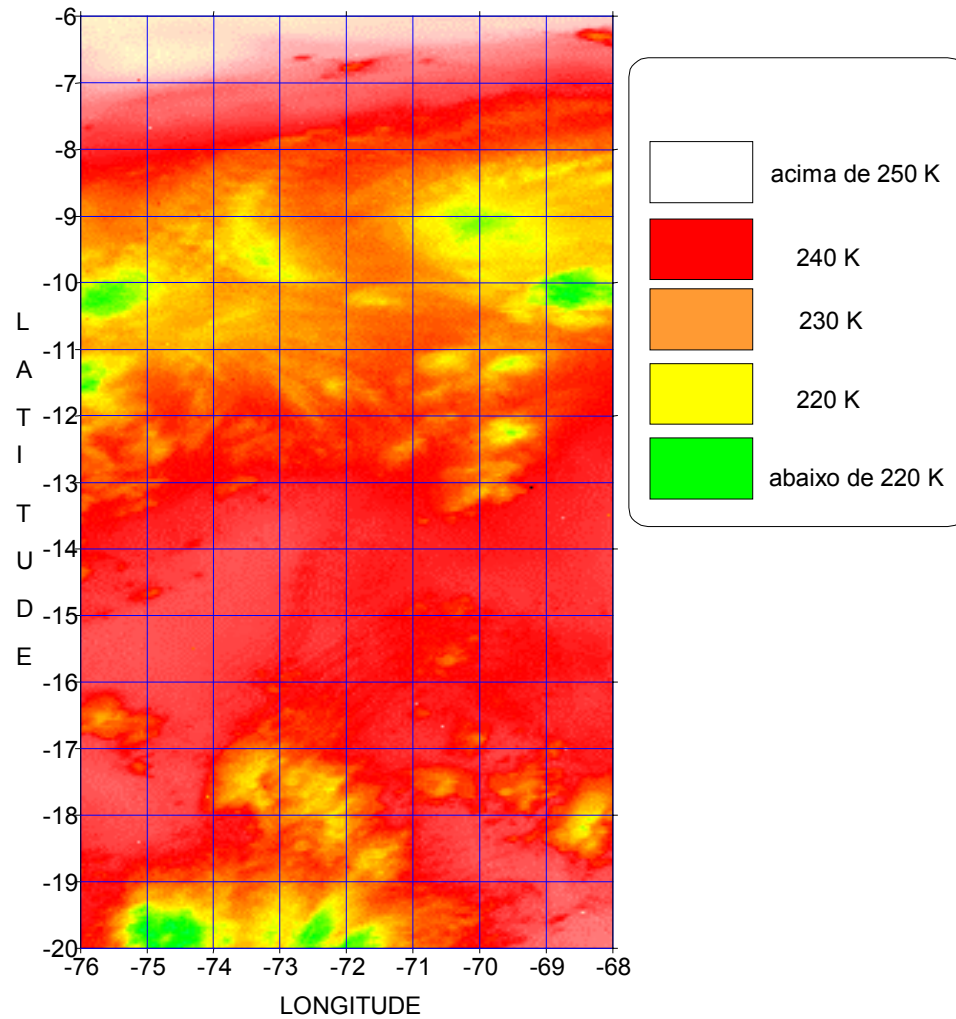


Figura IV.5 – Temperatura de Brilho Média do dia 271 CH 3

A figura IV.5 obtida após o processamento de seis imagens do canal 3 do satélite GOES 8. As imagens referem-se ao 271º dia do ano de 1998 e correspondem aos horários citados na tabela III.3 item 3. A partir das seis imagens foi obtida a imagem de temperatura de brilho médio para cada pixel. A análise dessa imagem pode ser feita da seguinte forma; as temperaturas podem ser associadas às condições da atmosfera em cada região, por exemplo as regiões em branco e vermelho representam regiões com temperaturas mais altas, e portanto associadas a camadas mais baixas da troposfera ou uma camada seca na média ou alta troposfera; já as regiões em amarelo e verde apresentam temperaturas mais baixas e são associadas a radiação proveniente de uma camada úmida ou nuvens na alta troposfera.

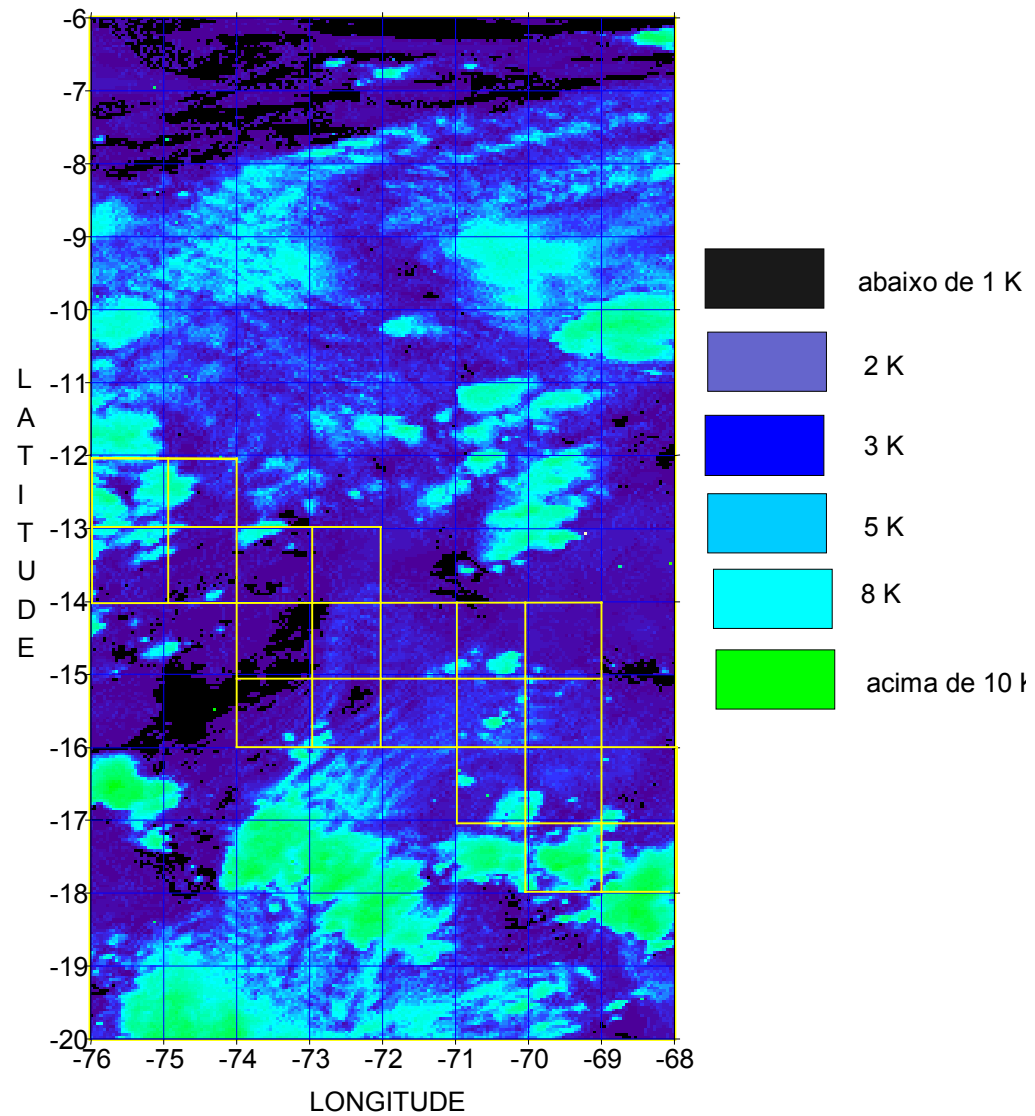


Figura IV.6 – Desvio Padrão da Temperatura de Brilho CH3

A figura IV.6 foi obtida após o processamento de seis imagens do canal 3 do satélite GOES 8. As imagens referem-se ao 271º dia do ano de 1998 e correspondem aos horários citados na tabela III.3 item 3. A figura IV.6 mostra o desvio padrão e, conseqüentemente, mede a variabilidade dos dados (Como se sabe o desvio padrão é uma medida que só pode assumir valores não negativos, e quanto maior for maior será a dispersão dos dados.). A figura mostra claramente a existência de regiões com desvio padrão menor que 1K, áreas em preto, menor que 2K, áreas em roxo, como o canal 3 centra-se em 6,7 μm , isto é capta a emissão do vapor d'água presente na atmosfera, pequenas variações da temperatura, neste canal, num determinado intervalo de tempo estão associadas a pequenas oscilações da quantidade de vapor d'água presente na média e alta troposfera.

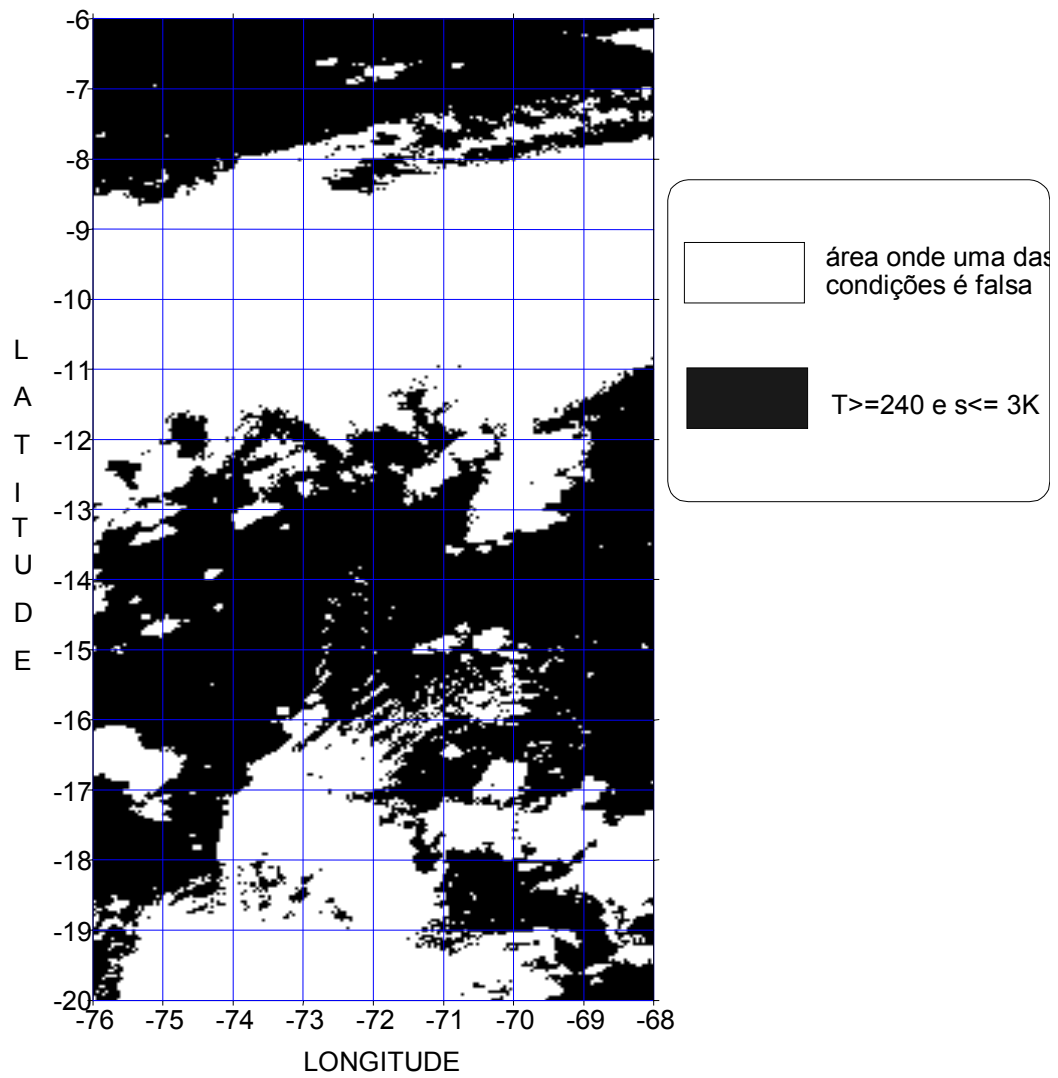


Figura IV.7 – Temperatura de Brilho Média e Desvio Padrão

A figura IV.7 foi obtida após o processamento de seis imagens do canal 3 do satélite GOES 8. As imagens referem-se ao 271º dia do ano de 1998 e correspondem aos horários citados na tabela III.3 item 3. Esta imagem mostra regiões onde a temperatura de brilho médio é maior ou igual a 240 K e o desvio padrão é menor ou igual a 3 K. Estas são regiões onde é possível prever a existência de camadas secas na média ou alta troposfera ou ainda locais onde é possível visualizar as camadas mais baixas da troposfera.

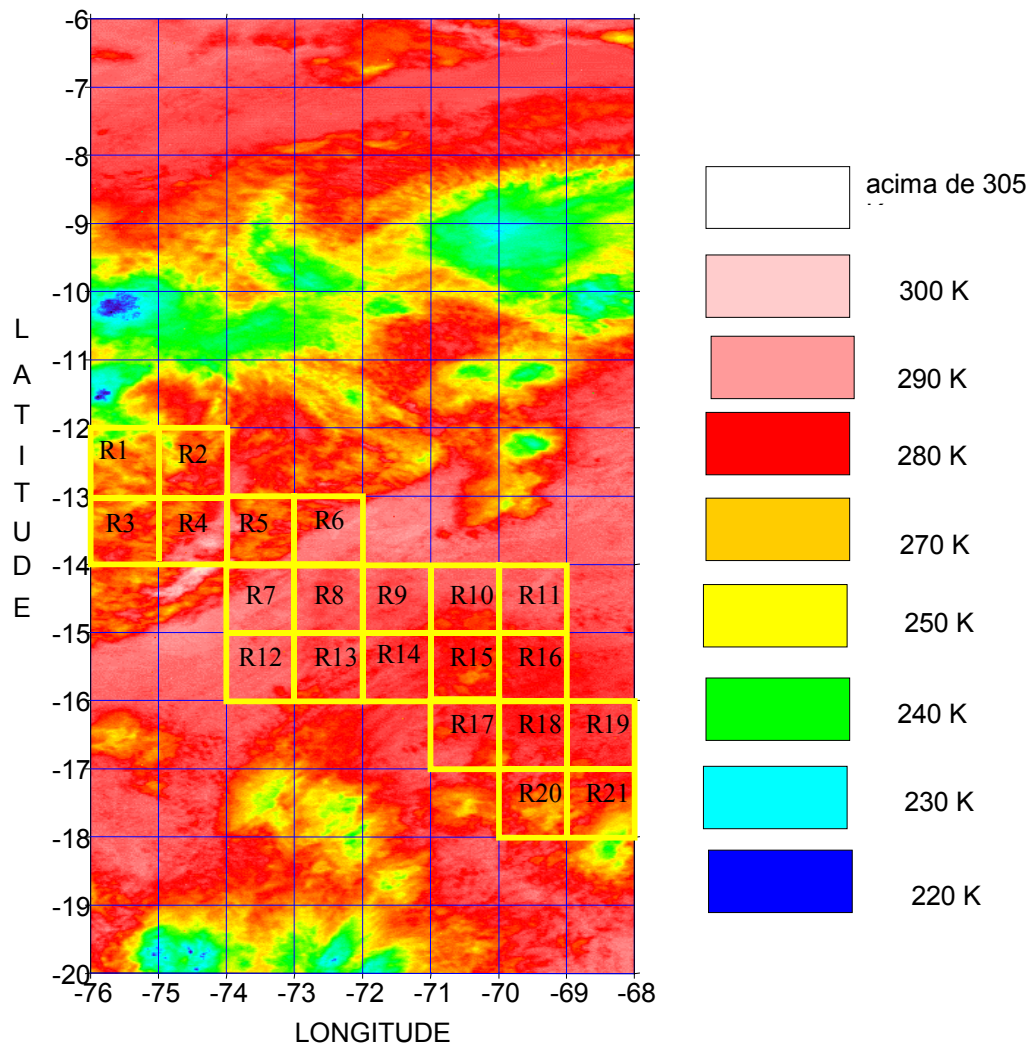


Figura IV.8 - Temperatura de Brilho Média do dia 271 CH 4

A figura IV.8 foi obtida após o processamento de seis imagens do canal 4 do satélite GOES 8. As imagens referem-se ao 271º dia do ano de 1998 e correspondem aos horários citados na tabela III.3 item 4. A partir das seis imagens foi obtida a imagem de temperatura de brilho média para cada pixel. A análise dessa imagem pode ser feita da seguinte forma: as temperaturas podem ser associadas às condições da atmosfera em cada região; por exemplo as regiões em vermelho, rosa e branco representam regiões com temperaturas mais altas, acima de 280 K, o que pode ser associado a regiões onde se podem observar os níveis mais baixos da troposfera ou a radiação proveniente da superfície.

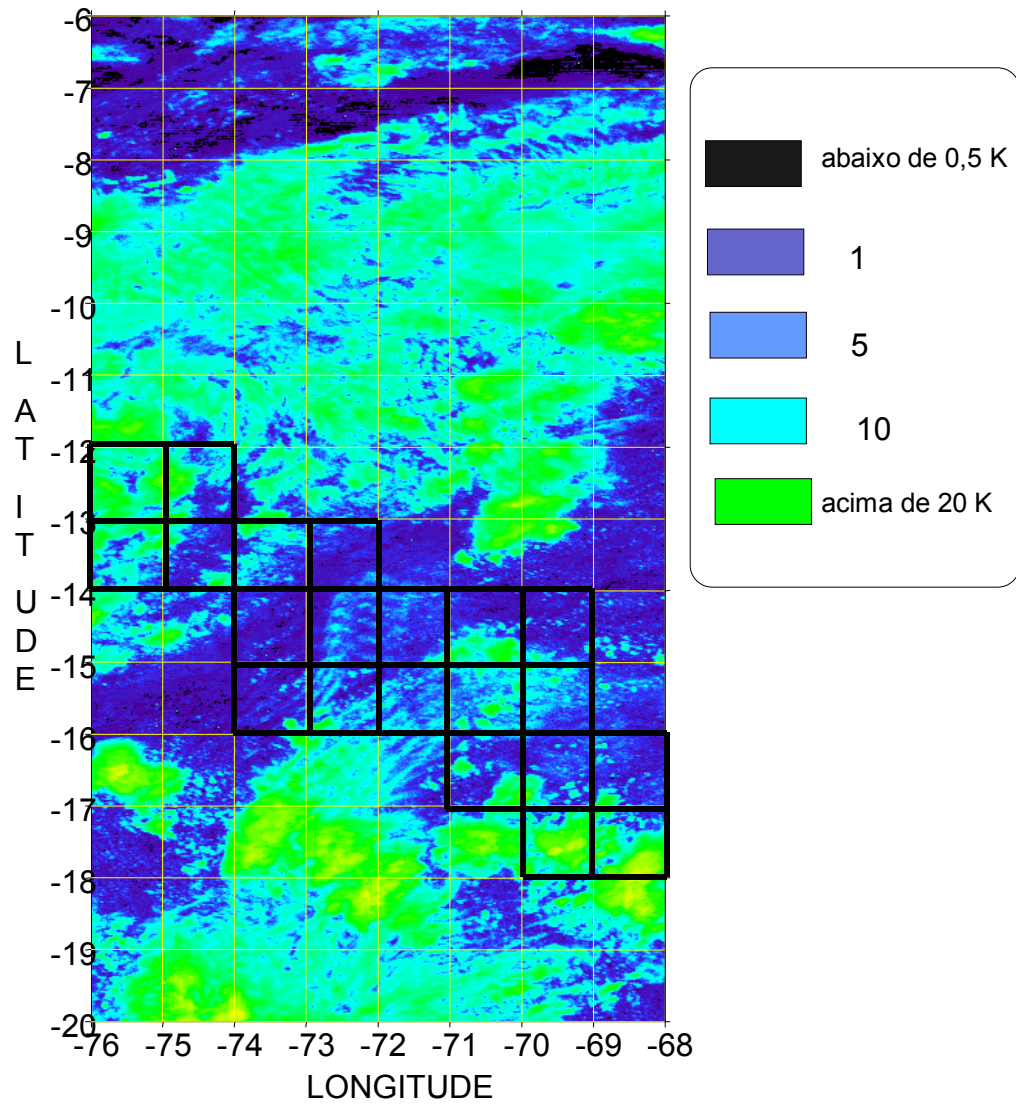


Figura IV.9 – Desvio Padrão da Temperatura de Brilho CH4

A figura IV.9 foi obtida após o processamento de seis imagens do canal 4 do satélite GOES 8. As imagens referem-se ao 271º dia do ano de 1998 e correspondem aos horários citados na tabela III.3 item 3. Esta imagem mostra o desvio padrão e, conseqüentemente, mede a variabilidade dos dados. A figura IV.9 mostra claramente a existência de regiões com desvio padrão menor que 0,5K, áreas em preto, menor que 1K, áreas em roxo, e menor que 5K; como o canal 4 centra-se em 10,7 μm , isto é, capta a emissão dos níveis mais baixos da troposfera ou a radiação proveniente da superfície, esta imagem mostra a ocorrência das variações de temperatura num intervalo de tempo de seis horas.

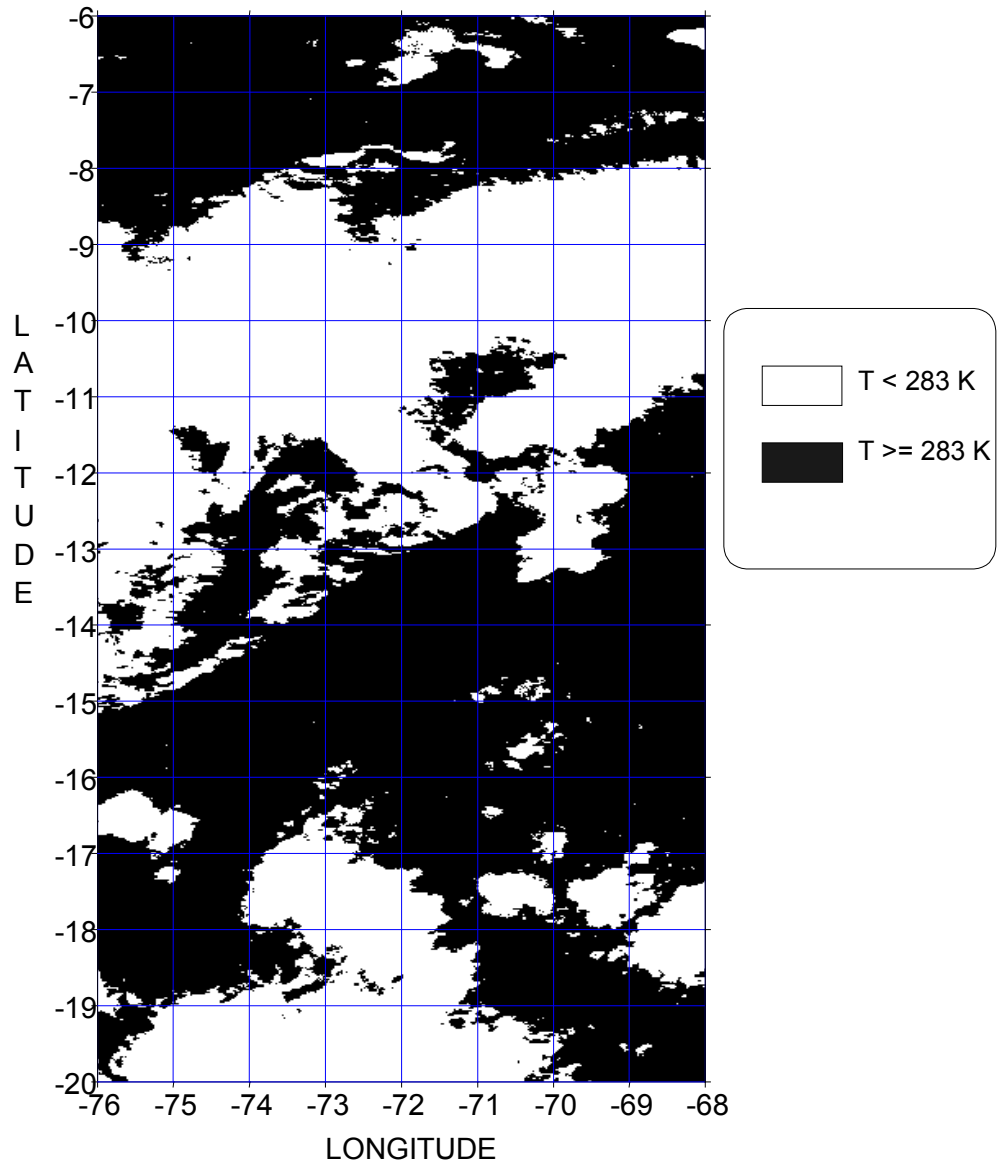


Figura IV.10 – Temperatura de Brilho Média maior ou igual a 283 K

A figura IV.10 foi obtida após o processamento de seis imagens do canal 4 do satélite GOES 8. As imagens referem-se ao 271º dia do ano de 1998 e correspondem aos horários citados na tabela III.3 item 4. Esta imagem mostra regiões onde a temperatura de brilho média é maior ou igual a 283 K.

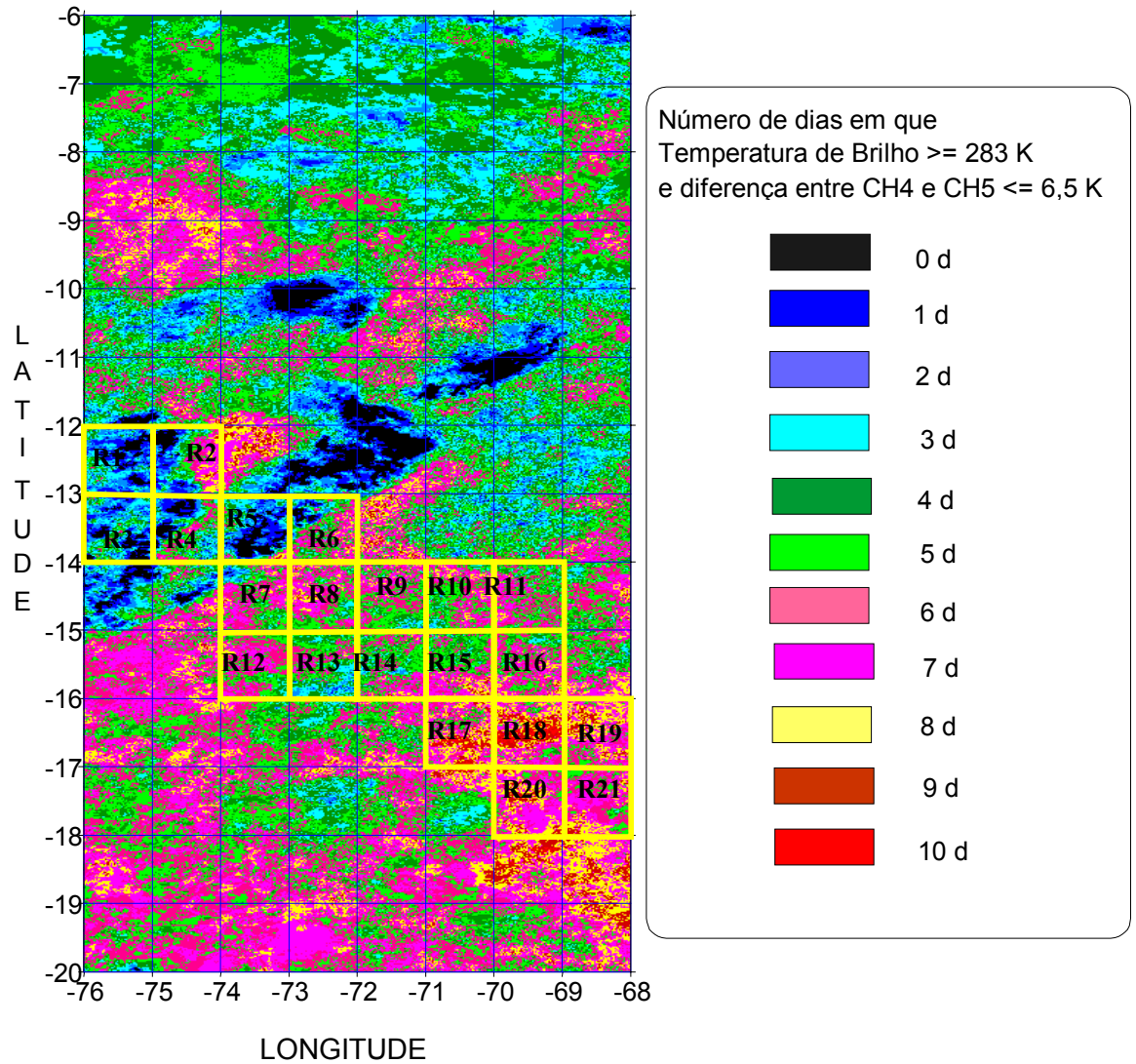


Figura IV.11 – Temperatura de Brilho Médio maior ou igual a 283 K e diferença de temperatura entre os canais 4 e 5 menor ou igual a 6,5 K

A figura IV.11, obtida a partir do processamento de 10 imagens do canal 4 - infravermelho - 10,7 μm e 10 imagens do canal 5 -infravermelho 12,5 μm , mostra o número de dias em que a temperatura foi maior ou igual a 283 K e a diferença de temperatura entre os canais 4 e 5 é menor do que 6,5 K. Isto permite estimar o número de dias em que foi possível observar os níveis mais baixos da troposfera ou a radiação proveniente da superfície. A escolha do limite 6,5 K leva em consideração o fato de que na troposfera a temperatura decresce com a altitude e nesta camada a taxa de variação vertical da temperatura tem valor médio de 6,5K/km. A análise da diferença entre os canais 4 e 5 do satélite GOES 8 leva em consideração o fato que a atenuação no comprimento de onda mais longo (canal 5 - 12,5 μm) é maior que no comprimento mais curto (canal 4 - 10,7 μm) quando a atmosfera está com uma certa quantidade de vapor d'água. Neste caso o canal 5 registrará menor temperatura radiométrica que o canal 4.

IV.2 Critérios e classificação de regiões pré-selecionadas a partir da análise das imagens do satélite GOES e da topografia da região de estudo

A análise da topografia e das imagens do satélite GOES permite a escolha e divisão da área de estudo em 21 regiões de aproximadamente 100 km x 100km. As regiões escolhidas situam-se numa área cuja altitude ultrapassa 2500 m, conforme pode ser observado na figura II.15.

A análise das imagens dos canais 3, 4 e 5 do satélite GOES 8 permitem classificar as regiões conforme indicado na tabela IV.1:

Classificação	Condições
A	Boas condições de altitude (acima de 2500 m), visibilidade da superfície (7 dias ou mais em 10 dias de observação) e pouco vapor d'água na média e alta troposfera (7 ou mais dias em 11 dias de observação).
B	Boas condições de altitude (acima de 2500 m), média visibilidade da superfície (4 a 7 dias em 10 dias de observação) e quantidades médias de vapor d'água na média e alta troposfera (4 a 7 dias em 11 dias de observação).
C	Boas condições de altitude (acima de 2500 m), fraca visibilidade da superfície (menor que 4 dias em 10 dias de observação) e relativamente muito vapor d'água na média e alta troposfera (menor que 4 dias em 11 dias de observação).

Tabela IV.1 - Critério de classificação das regiões conforme altitude, visibilidade da superfície e quantidade de vapor d'água presente na atmosfera

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA

As regiões mostradas na figura II.15, denominadas R1 a R21, foram classificadas conforme os critérios mencionados na tabela IV.1 e a classificação é mostrada na tabela IV.2:

Região	Classificação
R1	C
R2	C
R3	C
R4	C
R5	C
R6	B – C
R7	B
R8	B
R9	B – C
R10	B – C
R11	B – C
R12	B
R13	B – C
R14	B
R15	B
R16	B
R17	A
R18	A
R19	A
R20	A
R21	A – B

Tabela IV.2 - Classificação das regiões conforme altitude, visibilidade da superfície e quantidade de vapor d'água presente na atmosfera

As zonas com melhor classificação (R17 a R21) correspondem à regiões do sul do Peru, mais especificamente, Moquegua (R19).

IV.3 Comparação com trabalhos desenvolvidos por outros pesquisadores

Este presente trabalho, desde o seu início, teve seu desenvolvimento comunicado a pesquisadores da região estudada. Próximo ao final do projeto, os resultados foram transmitidos, sendo o retorno relatado a seguir.

O pesquisador peruano Dr. Joel Rojas Acunha (Acunha, 2001) da Universidade Maior de São Marcos de Lima, observou que o trabalho fornece uma informação muito valiosa para a seleção de um sítio astronômico, complementando que entre maio e julho de 2001 esteve no Peru um astrônomo argentino com a intenção de instalar um telescópio digital em Marangani, próximo a Cuzco, que situa-se na região R9, ou em Moquegua que corresponde a região R19 na figura II.15, configurando o interesse preferencial por essas regiões.

Outro pesquisador peruano, Dr. Rafael E. Carlos Reyes (Reyes, 2001) da Comissão Nacional de Investigação e Desenvolvimento Aeroespacial (CONIDA) do Peru, comunicou que tem procurado sítios astronômicos usando bancos de dados de satélites, usando parâmetros como umidade relativa e porcentagem de cobertura de nuvens, estabelecendo comparações entre sítios já instalados no Chile e na Argentina com regiões de potencial para se tornarem sítios astronômicos no Peru, como Marangani e Moquegua e complementa que "este último parece ser um bom lugar", verificando, ao analisar nosso trabalho, que a região onde se situa Moquegua, região R19, é classificada como A.

Uma busca por sítios astronômicos nos comprimentos referentes ao visível, infravermelho e ondas de rádio foi feita por Guevara Day (2001) , através da comparação de duas regiões do Peru (Marangani e Moquegua) com sítios já conhecidos, La Silla (Chile), e Ramacaida e Casleo (Argentina). Este autor mostra as regiões de Moquegua e Marangani como locais potencialmente favoráveis à instalação de um sítio astronômico nesses comprimentos de onda. Nesse trabalho são apresentadas tabelas das condições ambientais e meteorológicas locais para um período de 4 a 10

anos, obtidas com o auxílio da NASA Surface Meteorology and Solar Energy Datas Set (NSMSEDS) através de satélites e estações meteorológicas.

IV.3 Conclusões

Os trabalhos desenvolvidos por outros pesquisadores reforçam a metodologia desenvolvida nesse trabalho. Comparando os dados de Marangani e Moquegua para o mês de setembro, verificamos que a região de Moquegua se destaca em termos de condições ambientais e meteorológicas em todos os trabalhos. Informações obtidas no Instituto Geográfico do Peru (IGP) para o período de 1965-1985 mostram que o clima de Moquegua é temperado, desértico e com amplitude térmica moderada. A média anual de temperatura máxima e mínima, é 25,8 °C e 11,3 °C, respectivamente. A precipitação média acumulada anual para o período 1965-1985 é 15,6 mm.

Outra observação mostra que regiões abaixo da latitude 14°S classificadas em nosso trabalho como A ou B são regiões que se mostram favoráveis a instalação de um sitio astronômico para observações no infravermelho.

A observação de imagens tomadas durante um período de 10 dias, com intervalos de um dia, permitem estimar o número de dias em que é possível observar os níveis mais baixos da troposfera ou a radiação proveniente da superfície e o número de dias em que é possível visualizar as camadas mais baixas da troposfera ou uma camada seca na média ou alta troposfera.

A observação de imagens tomadas durante um dia, com intervalos de uma hora, permitem estimar a estabilidade da temperatura da atmosfera por períodos de até seis horas. Este dado é valioso para programas de aquisições astronômicas de várias horas, em que sucessivos objetos são observados. A estabilidade da temperatura da atmosfera durante essas observações é informação importante para a homogeneização dos dados.

A metodologia desenvolvida no decorrer desse trabalho demonstra ter a confiabilidade necessária para ensejar uma aplicação sistemática, ao longo de um número consistente de ciclos

meteorológicos, levando a definições claras de sítios astronômicos para observações no infravermelho.

Na perspectiva do prosseguimento dessa investigação é necessária uma intensificação da colaboração com os colegas peruanos, permitindo por um lado a devida caracterização da região andina de interesse e, por outro lado, a coleta de dados orbitais e meteorológicos, sistemática, por longos períodos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACUNHA, JOEL ROJAS, (2001), Comunicação Privada
- ASRAR, G., (1989), Introduction, Theory and Applications of Optical Remote Sensing, 1 - 13.
- BARTKY, C. E., (1965), Theoretical Estimates of Cloud Reflection and Transmission in the Infrared, Appl. Opt. 4, California, 847
- DAVIS, J. I., (1966), Consideration of Atmospheric Turbulence in Laser System Design, Appl. Opt. 5, 139
- DAY, WALTER R. GUEVARA, (2001), Observatório Radio Astronómico Solar en el Perú, X Reunión Regional Latinoamericana de Astronomia, Peru, 12p.
- EDWARDS, B. N. AND STEEN, R. R., (1965), Effects of Atmospheric Turbulence on the transmission of Visible and Near Infrared Radiation, Appl. Opt. 4, 311
- ERASMUS, D.A., AND PETERSON, R., (1997), The Feasibility os Forecasting Cirrus Cloud Cover and water Vapor Above Telescope Sites in Northern Chile, Publications of the Astronomical Society of the Pacific, 109: 209-214.
- KAUFMAN, Y. J., (1989), The Atmospheric Effect on Remote Sensing and Its Corrections, Theory and Applications of Optical Remote Sensing, 336-424.
- LEITÃO, R. S., (1993), Astrometeorologia do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, RS, CPSRM, 58p,.
- MANDUCA, A. AND BELL, R. A., (1979), Atmospheric Extinction in the Near Infrared, Maryland, Pub. A.S.P., 91, 848
- MARQUES, J. R. Q., (1996) Classificação Digital de Nuvens através de Imagens Meteosat, Dissertação de Mestrado, 101p.
- McORD, T. B. AND CLARK, R. N., (1979), Atmospheric Extinction 0,65 - 2,50 μm Above Mauna Kea, Hawai and Massachussets, Pub.A.S.P., 9, 571
- MOURÃO, R.R.F., (1995) Dicionário Enciclopédico de Astronomia e astronautica, Rio de Janeiro, 2^a ed., Ed. Nova Fronteira
- NOVO, E. M., (1992) Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações, São Paulo, Edgard Blucher, 308p.
- QUENZEL, H., (1983), Optical Remote Sensing of Air Pollution, 1 - 25
- REYES, RAFAEL E. CARLOS, (2001), Comunicação Privada
- RICHARDS, J. A., (1993), Remote Sensing Digital Image Analysis, 340p.,Australia, Ed. Springer-Verlag

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA

- ROGERS, C. B., (1965), Variation of Atmospheric “seeing” Blur with Object-to-Observer Distance, New Jersey, J.Opt.Soc.Am. 56, 1151,
- SODEN, B.J., (1987) AND BRETHERTON, F.P., (1993), Upper Tropospheric Humidity From the GOES 6.7 μm Channel: Method and Climatology for July 1987, Journal of Geophysical Research, vol. 98, D9, 16.669–16.688
- STEFFEN, C. A., MORAES, E. C., GAMA, F. F., (1996), Radiometria Óptica Espectral, VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 26p.
- WALKER, G., (1989), Astronomical Observations - An Optical Perspective, 347p., Cambridge University Press
- WEINER, M. M., (1967), Atmospheric Turbulence in Optical Surveillance Systems, Appl.Opt. 11, 1984
- ZULLO JR, J., GU, X. F., LAMPARELLI, R., GUYOT, G., BEZERRA, P. C., (1997), Pré-processamento das Imagens de Satélite, Caderno de Informações Georeferenciadas, 12p.