



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-6349-TDI/600

**USO E APLICAÇÕES DE SENSORIAMENTO REMOTO NO
ESTUDO DO CONTROLE HIDROGEOLÓGICO DO
AQUÍFERO TERMAL DE CALDAS NOVAS - GO**

Sergio Azevedo Marques de Oliveira

Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. Célio Eustáquio dos Anjos e Paulo Veneziani, aprovada em maio de 1997.

528.711.7:556.3

OLIVEIRA, S.A.M.

Uso e aplicações de Sensoriamento Remoto no estudo do controle hidrogeológico do aquífero termal de Caldas Novas, GO / S.A.M. de Oliveira. - São José dos Campos: INPE, 1997.

132p. - (INPE-6349-TDI/600)

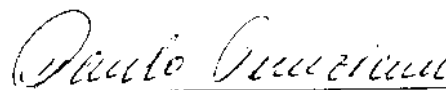
1. Hidrogeologia. 2. Aquíferos. 3. Água subterrânea. 4. Sistemas hidrotermais. 5. Sistema de Informações Geográficas (SIG). 6. Mapeadores temáticos (Landsat). 7. Fotointerpretação. 8. Caldas Novas (GO). I. Título.

Aprovada pela Banca Examinadora em
cumprimento a requisito exigido para a
obtenção do Título de Mestre em
Sensoriamento Remoto

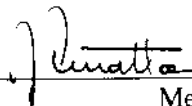
Dr. Célio Eustáquio dos Anjos


Orientador/Presidente

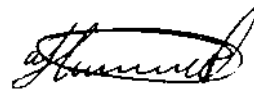
Dr. Paulo Veneziani


Orientador

Dr. Juércio Tavares de Mattos


Membro da Banca

Dr. Hélio Nóbile Diniz


Membro da Banca
- Convidado

Candidato: Sergio Azevedo Marques de Oliveira

São José dos Campos, 22 de maio de 1997

"A água é o fundamento da vida"

Com amor e carinho,
à minha mãe, Inah
e minhas filhas,
Andréa e Renata

AGRADECIMENTOS

Aos Drs. Célio Eustáquio dos Anjos e Paulo Veneziani, pela orientação e apoio durante a realização deste trabalho.

Ao Dr. Juércio Tavares de Mattos, pelo incentivo, apoio e sugestões desde a elaboração do Relatório do Exame Integrado.

Aos amigos e amigas do INPE e de São José dos Campos e colegas de turma, pelo incentivo, amizade e companheirismo na minha permanência nesta cidade.

À geóloga Edileuza C. de Melo, pela amizade e auxílio na operação do SGI.

Aos desenhistas Joaquim Godoi Filho e Sílvio Pereira Coimbra, pela amizade e excelência nos desenhos prontamente atendidos.

À secretária Etel Renó Arbex, pelos seus préstimos valiosos e, especialmente, pela sua amizade.

À Fundação Estadual do Meio Ambiente de Goiás - FEMAGO, pelas informações e apoio.

Ao Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, Distrito de Goiânia, pelas informações e apoio.

À Superintendência Regional de Goiânia, da CPRM, pelo apoio e infraestrutura.

À Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais - CPRM, pela minha liberação e apoio para a realização deste mestrado.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, pela infraestrutura.

Ao CNPQ, pela bolsa de estudos e à CAPES, pela complementação de seu período de vigência.

RESUMO

O presente estudo refere-se à região de Caldas Novas - GO, que se caracteriza por possuir um dos mais expressivos mananciais termais em âmbito mundial e objetivou, através da utilização de produtos de sensoriamento remoto, investigar e definir o controle hidrogeológico local. A metodologia aplicada baseou-se na fotointerpretação de imagens orbitais TM-Landsat, consistindo principalmente em uma análise tectono-estrutural, sendo elaborados e analisados diversos mapas temáticos como os mapas de lineamentos estruturais, de traços de zonas de juntas e morfoestrutural. Desta forma, a área de estudo pode ser correlacionada a um modelo de sistema de cisalhamento sinistral. Os traços de zonas de juntas analisados estatisticamente, mostraram regiões de isofrequência, onde as mais altas frequências indicavam permeabilidades elevadas para as rochas cristalinas. A associação das linhas de fraqueza definidas no modelo tectônico com as morfoestruturas proporcionaram, no mapa morfoestrutural, condições para indicar um controle hidrogeológico que, a partir de zonas de recarga situadas nas serranias a leste da área e no rio Corumbá, abasteceriam os aquíferos de Caldas Novas, lagoa de Pirapitinga e rio Quente. A análise integrada dos produtos gerados com dados de campo, de poços tubulares e de anomalias termais, confirmam o comportamento dos aquíferos que foram estudados na região.

USE AND APPLICATIONS OF REMOTE SENSING TO STUDY THE HYDROGEOLOGICAL CONTROL OF CALDAS NOVAS THERMAL AQUIFER

ABSTRACT

The present work is related to the Caldas Novas region, that is considered to be one of the most important thermic groundwater resources in the world. This work intends to clarify the local hydrogeological control, using remote sensing products. Photogeological techniques were applied to the tectonic-structural analysis by using satellite imagery. Several thematic maps, such as structural lineament, joint zone traces and morphostructural maps were constructed and analysed. The correlation of these maps demonstrates that the study area can be modelled as a leftward shear zone system. The statistical analysis of the joint zone traces produced a map of equal-frequency zones, where the highest frequency zones give secondary permeability in the hard rocks. The association of specific tectonic boundaries and morphostructural types, determined a hydrogeological control model. This model defined that the recharge areas of the Caldas Novas, lagoa de Pirapitinga and rio Quente groundwater resources are situated at the rio Corumba and the hills of the east side of the area. An integrated analysis of the results of this study, the field works, wells and thermal anomalies data, confirms the conduct of the groundwater resource that was studied.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	xvii
LISTA DE TABELAS.....	xix
 <u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	 1
1.1 - Apresentação.....	1
1.2 - Considerações gerais.....	2
1.3 - Objetivos.....	3
1.4 - Localização e acesso.....	3
1.5 - Aspectos fisiográficos.....	5
1.5.1 - Clima.....	5
1.5.2 - Hidrografia.....	6
1.5.3 - Vegetação.....	7
1.5.4 - Morfologia.....	8
 <u>CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL</u>	 11
2.1 - Compartimentação tectônica.....	11
2.2 - Trabalhos anteriores.....	11
 <u>CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS</u>	 21
3.1 - Materiais.....	21
3.1.1 - Base planialtimétrica.....	21
3.1.2 - Produtos de sensoriamento remoto.....	21
3.1.3 - Fonte de dados bibliográficos.....	21
3.1.4 - Equipamentos.....	22
3.2 - Métodos.....	23
3.2.1 - Métodos de fotointerpretação.....	23
3.2.2 - Elaboração de mapas de trabalho.....	25
3.2.2.1 - Mapa de drenagens.....	25
3.2.2.2 - Mapa de traços de zonas de juntas.....	25
3.2.2.3 - Mapa de lineamentos estruturais.....	29
3.2.2.4 - Mapa morfoestrutural.....	31
3.2.3 - Levantamento de dados hidrogeológicos.....	35
3.2.4 - Levantamento de dados geofísicos.....	44
3.2.5 - Levantamento de dados geotermométricos.....	47
3.2.6 - Trabalhos de campo.....	50
3.2.7 - Análise de modelos deformacionais.....	52
3.2.8 - Aplicações da metodologia na área da cidade de Caldas Novas (escala 1:15.000).....	57

<u>CAPÍTULO 4 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</u>	59
4.1 - Geologia da área.....	59
4.1.1 - Características litológicas.....	61
4.1.2 - Estruturas geológicas.....	63
4.2 - Mapa de lineamentos estruturais.....	65
4.2.1 - Análise dos lineamentos.....	65
4.2.2 - Modelo de deformação e sistemas preferenciais	69
4.3 - Mapa de traços de zonas de juntas.....	73
4.3.1 - Mapa de isofrequência de zonas de juntas.....	78
4.4.2 - Mapa de eixos de máximos e mínimos de zonas de juntas.....	81
4.4 - Mapa morfoestrutural.....	83
4.5 - Integração dos dados.....	87
4.5.1 - Área de estudo (1:100.000).....	88
4.5.1.1 - Mapa morfoestrutural x mapa de localização dos poços.....	88
4.5.1.2 - Mapa morfoestrutural x mapa de resíduos termais.....	88
4.5.1.3 - Mapa morfoestrutural x mapa de isofrequência de zonas de juntas.....	92
4.5.2 - Área da cidade de Caldas Novas (1:15.000).....	95
4.5.2.1 - Mapa morfoestrutural x mapa de localização dos poços.....	96
4.5.2.2 - Mapa morfoestrutural x mapa de isovazões...	98
4.5.2.3 - Mapa morfoestrutural x mapa de resíduos termais.....	100
<u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES</u>	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	107

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Mapa de localização da área de estudo.....	4
2.1 - Unidades do Proterozóico Médio nas regiões oriental de Goiás e ocidental de Minas Gerais..	12
2.2 - Modelos estratigráficos estruturais da área de estudo.....	18
3.1 - Diagrama de fluxo de trabalho.....	24
3.2 - Mapa da rede de drenagem.....	26
3.3 - Modelos de depressão e domo estrutural.....	33
3.4 - Mapa de localização de poços e surgências termais.....	37
3.5 - Níveis piezométricos do aquífero termal de Caldas Novas no período 1979/1995.....	40
3.6 - Anomalia gravimétrica da depressão de Caldas Novas.....	48
3.7 - Mapa de anomalias geotermiais no entorno da serra de Caldas.....	49
3.8 - Mapa de localização dos pontos de campo.....	51
3.9 - Fraturas de cisalhamento desenvolvidas sob ensaio de compressão triaxial e relacionamento entre os planos de fratura e o campo de tensões responsável por seu desenvolvimento.....	52
3.10 - Modelo de desenvolvimento de falhas e fraturas em uma zona de cisalhamento sinistral.....	56
3.11 - Relação entre a elipse de deformação e os elementos estruturais originados por um binário de cisalhamento dextrógiro.....	56
3.12 - Mapa de localização dos poços perfurados na área urbana da cidade de Caldas Novas.....	57
4.1 - Mapa lito-estrutural da área de estudo.....	60
4.2 - Foto de campo mostrando crenulação superimposta à foliação.....	66
4.3 - Foto de campo mostrando lentes de quartzo estiradas com movimento transcorrente sinistral	66
4.4 - Foto de campo mostrando dobramento em micaxisto (P _{emx}).....	67
4.5 - Foto de campo mostrando sistema de juntas em quartzo xisto (P _{eqxqt}).....	68
4.6 - Foto de campo mostrando estrutura dômica perturbada por fraturamentos afetando a direção e mergulho da foliação.....	68
4.7 - Mapa de lineamentos estruturais.....	70
4.8 - Mapa das direções principais dos lineamentos estruturais.....	71
4.9 - Diagrama de rosetas dos lineamentos estruturais	72
4.10 - Mapa de traços de zonas de juntas.....	74

4.11 - Diagrama de rosetas dos traços de zonas de juntas.....	75
4.12 - Mapa de traços de zonas de juntas na direção NW.....	76
4.13 - Mapa de traços de zonas de juntas na direção NE.....	77
4.14 - Diagrama de rosetas das juntas medidas em campo.....	78
4.15 - Mapa de isofrequência de zonas de juntas.....	80
4.16 - Mapa de eixos de máximos e mínimos de zonas de juntas.....	82
4.17 - Mapa morfoestrutural.....	84
4.18 - Mapa morfoestrutural x mapa de localização dos poços (área total).....	89
4.19 - Mapa morfoestrutural x mapa de resíduos termais (área total).....	91
4.20 - Mapa morfoestrutural x mapa de isofrequência de zonas de juntas (área total).....	94
4.21 - Mapa morfoestrutural (área da cidade de Caldas Novas).....	96
4.22 - Mapa morfoestrutural x mapa de localização dos poços (área da cidade de Caldas Novas).....	97
4.23 - Mapa de isolinhas de vazão (área da cidade de Caldas Novas).....	99
4.24 - Mapa morfoestrutural x mapa de isovazões (área da cidade de Caldas Novas).....	100
4.25 - Mapa morfoestrutural x mapa de resíduos termais (área da cidade de Caldas Novas).....	101

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Características dos produtos orbitais.....	22
3.2 - Dados de poços tubulares.....	41

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A região de Caldas Novas-GO, destaca-se no cenário nacional em função de sua atividade sócio-econômica principal, representada pelo aproveitamento do sistema aquífero termal para fins turísticos.

A principal concentração de poços tubulares explorados para essa finalidade, encontra-se na área urbana de Caldas Novas, o que tem motivado um rebaixamento residual progressivo do nível piezométrico termal, em virtude de uma exploração intensa e pouco controlada.

Outras áreas consideradas hidrotermalmente anômalas, são a lagoa de Pirapitinga e ribeirão Água Quente, onde se localiza o empreendimento turístico Pousada do rio Quente.

O presente estudo objetiva uma pesquisa hidrogeológica buscando, principalmente, definir o controle estrutural do sistema aquífero da região.

Como a circulação e acumulação de água em rochas cristalinas estão relacionadas principalmente ao sistema de fraturamento, os trabalhos priorizaram o estudo do comportamento tectono-estrutural regional, tendo em vista que a região é marcada por uma evolução tectônica complexa, constituída de vários eventos, que resultou em dobramentos e ocorrência de elevada quantidade de juntas e falhas.

As etapas que foram executadas para a realização do trabalho envolveram a obtenção de dados geológicos, geofísicos, hidrogeológicos, tectônicos e estruturais, através da fotointerpretação de imagens orbitais TM-Landsat, associada à aquisição de dados pré-existentes. Desta forma, foram elaborados diversos mapas de serviço para auxiliar o desenvolvimento dos trabalhos, como os mapas de zonas de juntas, de lineamentos estruturais e morfoestrutural.

O tratamento dos dados obtidos foi processado em um Sistema de Informações Geográficas (SIG), possibilitando assim a sua integração e consequente interpretação, visando atingir o objetivo do estudo.

1.2 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

De um modo geral, a área de estudo caracteriza-se litologicamente pelo domínio de rochas metamórficas, representadas basicamente por micaxistos com intercalações de quartzito e, subordinadamente, por metassiltitos e metarenitos.

Essas rochas apresentam-se normalmente dobradas e fraturadas de forma complexa, resultante de uma mobilidade tectônica policíclica expressiva, ora distensiva ora compressiva, que atuou na região.

A pesquisa hidrogeológica em área de domínio de rochas cristalinas deve se restringir às zonas fraturadas, levando-se em consideração que as rochas cristalinas fraturadas atuam como um meio heterogêneo e anisotrópico, onde o fluxo d'água ocorre preferencialmente nas fraturas e os seus parâmetros hidrodinâmicos estão estreitamente vinculados à intensidade, abertura e

interconexão da rede de fraturas das zonas de recarga e acumulação.

No meio aquífero fraturado, a permeabilidade das rochas é basicamente função das fraturas, não havendo uma distribuição homogênea em todo o sistema aquífero, mas variando muito de um ponto a outro.

Assim, a abordagem metodológica ao uso do sensoriamento remoto na pesquisa de água subterrânea em meios fraturados envolveu, principalmente, no presente estudo, o levantamento tectono-estrutural da área pesquisada, já que o fluxo através das fraturas é o modo mais característico da circulação e armazenamento da água subterrânea.

1.3 - OBJETIVOS

Este estudo visou uma análise e interpretação de feições estruturais e características hidrogeológicas da região de Caldas Novas-GO, através da utilização de técnicas de sensoriamento remoto com o emprego de imagens TM-Landsat-5, somado ao levantamento de dados pertinentes a trabalhos de pesquisa realizados nesta região.

O objetivo final do estudo, foi a definição do controle hidrogeológico do aquífero termal confinado da região de Caldas Novas.

1.4 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo (Figura 1.1), situa-se na região sudeste do estado de Goiás, sendo limitada pelos paralelos 17° 30' e 18° 00' de latitude sul e pelos meridianos 48° 25' e 48° 55' de longitude oeste de Greenwich, estando a sua maior parte na Folha Caldas Novas

(SE.22-X-D-V) e ocupando ainda parte da porção oeste da Folha Ipameri (SE.22-X-D-VI), ambas na escala 1:100.000.

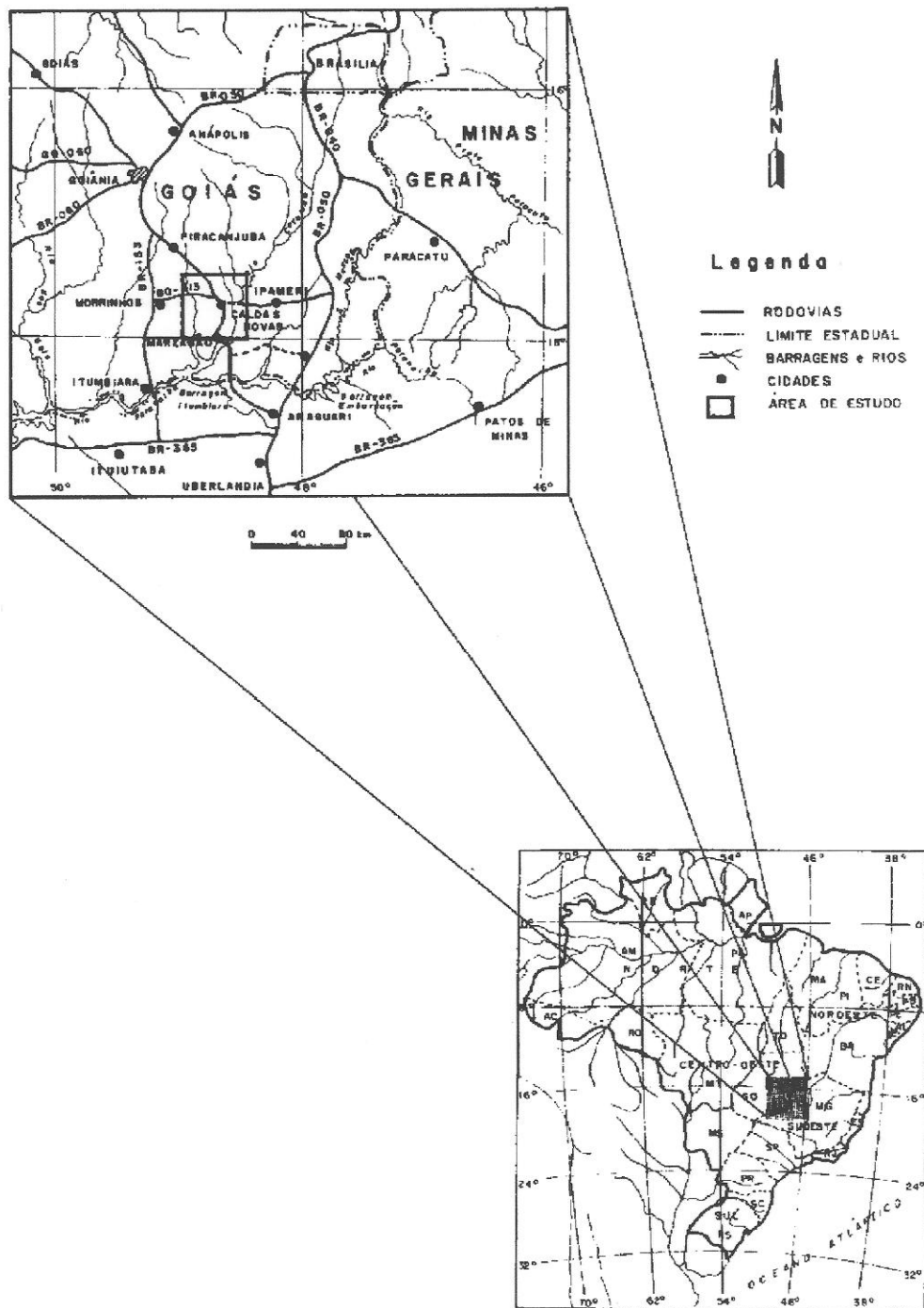


Fig. 1.1 - Mapa de localização da área de estudo.

Compreende em sua maior parte o município de Caldas Novas e ainda partes dos municípios de Marzagão e Rio Quente, a sul e a oeste respectivamente.

O acesso à área, convergindo para a cidade de Caldas Novas, que é o principal centro econômico-financeiro da região e o maior pólo turístico do Centro-Oeste, se faz por estradas asfaltadas do norte, a partir de Goiânia/Piracanjuba; do oeste, a partir de Morrinhos e do sul, de Marzagão, a partir do Triângulo Mineiro. Através de estradas de terra, o acesso é feito do nordeste, da cidade de Pires do Rio e do leste, a partir de Ipameri, sendo que esta última encontrava-se em processo de pavimentação, quando da realização dos trabalhos de campo do presente estudo.

A região dispõe de duas pistas de pouso com pavimentação asfáltica, sendo uma localizada na cidade de Caldas Novas, que permite o tráfego de linhas aéreas de primeiro nível e outra na Pousada do Rio Quente (município de Rio Quente), que dista aproximadamente 20 km de Caldas Novas e onde operam apenas aeronaves de pequeno porte (mono e bi-motores).

1.5 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS

1.5.1 - CLIMA

As características climáticas da região, baseadas em informações das estações meteorológicas de Brasília, Catalão e Goiânia, indicam uma pluviosidade média anual da ordem de 1.500 mm, dividida em dois períodos distintos: o de maior precipitação, que ocorre de outubro a março e o de menor precipitação, que vai de abril a setembro.

A temperatura média anual situa-se em torno de 20,5 °C. No período mais frio (junho, julho), a temperatura varia entre 10 e 14 °C e nos meses mais quentes (outubro, novembro), a temperatura máxima gira em torno de 29 a 31 °C.

1.5.2 - HIDROGRAFIA

Os principais rios que drenam a região são o rio Corumbá e o seu afluente pela margem direita, rio Piracanjuba. Estes fazem parte da bacia do rio Paranaíba, que por sua vez é um dos formadores do rio Paraná.

Na área de estudo, a Serra de Caldas e a cidade de Caldas Novas localizam-se no interflúvio dos rios Corumbá e Piracanjuba, que possuem localmente uma direção norte-sul.

Outros principais afluentes do rio Corumbá na área de estudo são os ribeirões Pirapitinga e do Peixe, pela margem direita.

Em alguns casos específicos como os afluentes pela margem direita do ribeirão Pirapitinga, o sistema de drenagem apresenta-se semi-paralelo, enquanto na Serra de Caldas a drenagem é tipicamente radial, exemplificada pelas suas principais drenagens como os ribeirões Água Quente, Caldas e do Bagre.

As surgências termais estão registradas na lagoa de Pirapitinga, na borda norte/noroeste da serra de Caldas, respectivamente nas nascentes do córrego do Bagre e do ribeirão Água Quente e na borda sul da serra, onde ocorrem pequenas surgências no ribeirão do Bagre.

1.5.3 - VEGETAÇÃO

A vegetação típica da área é o cerrado, que representa uma vegetação primária bem antiga, formada em condições climáticas mais severas que as atuais, sendo constituída, basicamente, por dois estratos: um superior, com árvores e arbustos característicos, com altura máxima de dez metros e um segundo estrato, constituído por gramíneas, com altura máxima de um metro.

As espécies arbóreas encontradas são de modo geral tortuosas, irregulares, com desenvolvimento de cortiça. As gramíneas, de aspecto rasteiro, são mais sensíveis à periodicidade das chuvas.

Matas ciliares desenvolvem-se ao longo das drenagens, com solos mais férteis e nível freático pouco profundo, apresentando árvores de grande porte, algumas com vinte metros ou mais. Entre as espécies presentes destacam-se o angico (Piptadenia sp), canela (Nectandra sp) e babaçu (Orbignya martiana). Espécies arbustivas são representadas por tipos de troncos finos com pouca copa.

Na Serra de Caldas ocorre a unidade Savana Arbórea Aberta sem Floresta de Galeria, sendo os arbustos representados predominantemente pelo pau-santo (Kielmeyera coriacea) (RADAMBRASIL, 1983).

A ação antrópica, representada por atividades agro-pastoris, extração de madeira para carvão vegetal ou simplesmente predatórias transformam, no entanto, o cerrado e as matas galerias em cerradinhos, campos sujos e capoeiras.

1.5.4 - MORFOLOGIA

A região de Caldas Novas está compreendida na unidade geomorfológica designada pelo Projeto Radam de Planalto Central Goiano, sendo identificadas na área as subunidades Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba e Planalto Rebaixado de Goiânia.

O Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba engloba feições geomorfológicas bastante diversificadas, predominando as formas dissecadas.

Na porção nordeste da área, observa-se um conjunto de serras dispostas especialmente no sentido geral norte-sul, constituídas por cristas paralelas e em forma de arco. Mais ao sul destas, verifica-se outro conjunto de serras formando um bloco alongado constituído por relevos dobrados e dissecados, de onde se sobressaem alinhamentos de cristas assimétricas relacionados a sinclinais e anticlinais com flancos invertidos.

Essas serras comportam Solos Litólicos Distróficos recobertos por vegetação de cerrado.

Ainda nessa subunidade, a Serra de Caldas configura-se com um relevo de topo tabular e formato ovóide, delimitado por escarpas estruturais com desníveis da ordem de 150 m, que se unem a uma rampa dissecada em formas aguçadas, as quais coalescem com a superfície do Planalto Rebaixado de Goiânia. O topo da serra encontra-se a cerca de 1000 m de altitude, enquanto a superfície do Planalto Rebaixado de Goiânia que o circunda se encontra em torno de 700 m.

A Serra de Caldas apresenta no topo uma capa de sedimentos terciários, sobre os quais se desenvolveram

Latossolos Vermelho-Escuros Distróficos. A rampa dissecada exhibe litotipos diversos com Solos Litólicos.

A subunidade Planalto Rebaixado de Goiânia, compreende um vasto planalto rebaixado e dissecado, esculpido em litologias pré-cambrianas diversas.

Na área de estudo predominam os micaxistos e quartzitos do Grupo Araxá, sendo que os processos de dissecção que atuaram sobre estas litologias, geraram modelos com formas convexas de dissecção mais intensa.

As cotas altimétricas oscilam em torno dos 640 m e os solos são em geral rasos, predominantemente Cambissolos e Litólicos.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

A região objeto do presente estudo está situada na porção sudeste da Província Estrutural Tocantins (Almeida et al., 1977), fazendo parte de uma ampla faixa dobrada que abrange as regiões central de Goiás e oeste de Minas Gerais, margeando a borda ocidental do Craton do São Francisco. Conceitualmente quanto à sua origem e evolução, foi definida como Faixa de Dobramento Uruaçu. Outras unidades geotectônicas próximas da área são a Faixa de Dobramentos Brasília, a leste, a cobertura vulcano-sedimentar correspondente à borda da Bacia do Paraná, a sul e sudoeste e o Maciço de Goiás (Complexo Basal), a oeste e noroeste.

As faixas de dobramento Uruaçu e Brasília, consideradas de idades proterozóico médio e superior, respectivamente, englobam um conjunto de unidades estratigráficas metassedimentares, dobradas e metamorfizadas em pelo menos dois ciclos tectônicos: o Uruaçuano (900 a 1.200 Ma) e o Brasileiro (450 a 700 Ma) (Figura 2.1).

2.2 - TRABALHOS ANTERIORES

A região da Serra de Caldas e áreas próximas foram objeto de estudos de vários projetos, dos quais pode-se citar o Projeto Goiânia (Barbosa et al., 1970) como o primeiro mapeamento regional realizado.

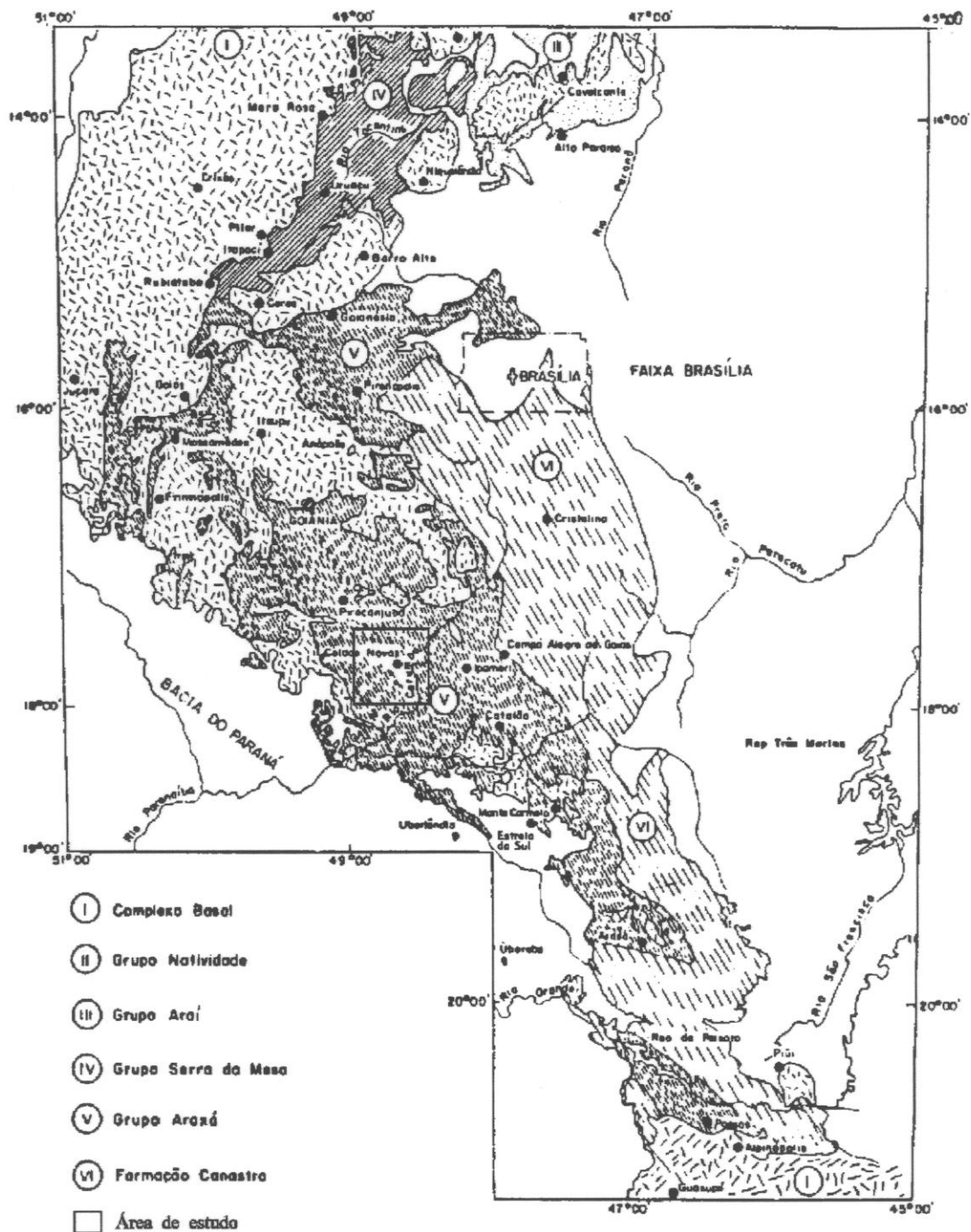


Fig. 2.1 - Unidades do Proterozóico Médio nas regiões oriental de Goiás e ocidental de Minas Gerais.

FONTE: Marini et al. (1984), p. 57.

No Projeto Goiânia (Barbosa et al., 1970), as litologias existentes foram interpretadas como pertencentes aos Grupos Araxá e Canastra.

Em termos de estruturação geral, foi definida uma foliação com direção paralela ao alinhamento das faixas de dobramento e mergulho baixo para oeste (vergência para leste).

Barbosa et al. (1970) cita ainda que o metamorfismo apresenta decréscimo das condições de temperatura de oeste para leste, passando de fácies anfibolito a xisto-verde no Grupo Araxá, a fácies xisto-verde no Grupo Canastra.

Braun (1970), estabeleceu para a região de Ipameri e Caldas Novas uma divisão litoestratigráfica que é a seguinte:

1. Unidade D, constituída por quartzitos micáceos a sericiticos, intercalados com biotita-muscovita xistos finos;
2. Unidade C, considerada como unidade chave, constituída por calcoplagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xistos, microdobrados, onde a biotita é substituída em parte pela clorita e a granada pode vir a ser um acessório importante. No topo desta unidade são comuns finos leitos quartzíticos e lentes de mármore;
3. Unidade B, constituída de ortoquartzitos e quartzitos micáceos, com intercalações de muscovita-biotita xistos;

4. Unidade A (Basal), constituída de gnaisses a duas micas, ou mais raramente a hornblenda e quartzo-muscovita-biotita xisto, frequentemente feldspáticos e granatíferos.

Braun (1970), correlacionou ainda a Unidade A ao Pré-Cambriano Indiferenciado e a Unidade D ao Grupo Canastra.

Alguns problemas regionais variados foram levantados posteriormente por Marini et al. (1978), entre estes a definição precisa e delimitação das unidades litoestratigráficas Araxá e Canastra e seu empilhamento.

Segundo Marini et al. (1978), a observação dessas unidades levou ao questionamento de uma interpretação em que poderia se tratar de uma única unidade (Araxá-Canastra: fácies de águas profundas a oeste e de águas mais rasas a leste), ou de duas unidades independentes. Da mesma forma, ficava o questionamento sobre qual era a mais antiga.

Por outro lado, foi verificado que ao se caminhar de oeste para leste, às faixas de rochas dos Grupos Araxá e Canastra seguiam-se duas outras: a do Grupo Paranoá e mais adiante, a do Grupo Bambuí.

Drake Jr. (1980), interpreta a Serra de Caldas como um grande domo topográfico e estrutural ou braquianticlinal, com suas litologias predominantemente arenosas correlacionadas com o Grupo Bambuí (Formação Paranoá).

No trabalho de Drake Jr. (1980), foi apresentado um mapa geológico regional, distinguindo os Grupos Araxá, Canastra e Bambuí na região de Caldas Novas,

sendo o contato entre estas diferentes litologias definido por descontinuidades tectônicas e metamórficas.

A estruturação geral interpretada seria causada por movimentos compressivos de oeste para leste, gerando falhas de cavalgamento e dobramentos.

Campos e Costa (1980), no Projeto Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas, utilizaram a coluna estratigráfica proposta por Scislewski (1980) para os metamorfitos Araxá que ocorrem no médio rio Corumbá, reconhecendo ainda que na área de estudo afloram rochas de dois grupos geológicos distintos:

1. Araxá, subdividido em Unidade 1 (basal), representada por xistos à biotita e à clorita, gnaisses e intrusivas básico-ultrabásicas e ácidas e Unidade 2 (superior), constituída por xistos à clorita, com intercalações de quartzitos;
2. Rochas Submetamórficas da Serra de Caldas (metassedimentos), correlacionadas com a Formação Paranoá (Grupo Bambuí), subdivididas em Unidade A (basal), constituída por metarenitos e quartzitos e a Unidade B, de topo, representada por metargilitos e metassiltitos.

Campos e Costa (1980), citam que o contato entre ambos os grupos ocorre por falha de cavalgamento, cuja zona cataclástica circunscreve a serra de Caldas. Desta forma, foi dada grande importância aos cavalgamentos de oeste para leste, aos quais se associariam grandes estruturas dobradas e que teriam sido afetadas por deformações brasileiras com vergência para sul.

Em termos de fraturamentos, foram destacadas quantitativamente as fraturas de distensão com direção N-S, correspondentes ao principal sistema de fraturamento. Foram destacadas também as fraturas de alívio de tensão, com direções variando entre N40°-60°W e N60°-70°E.

As falhas transcorrentes, com direção geral N45°W e de grande importância regional, corresponderiam a zonas de fraqueza do embasamento pré-Araxá e teriam sido reativadas durante toda a evolução tectônica da região.

Valente (1986), analisando trabalhos executados, teceu as seguintes considerações sobre as principais litologias que ocorrem na região:

1. O Grupo Araxá foi considerado como um extenso cinturão metamórfico vulcano-sedimentar com diversas associações predominantes: metavulcano-sedimentar, com predominância de sedimentos; metavulcano-sedimentar, com emissões ácidas e intermediárias; metavulcano-sedimentar, com emissões básicas; metavulcano-sedimentar, com emissões de composição variada e metavulcano-sedimentar indivisa;
2. As unidades Ibiá e Canastra teriam sido depositadas num ambiente de fossas tectônicas, com sedimentos continentais de características molássicas e flyshóides. Os sedimentos imaturos Ibiá, constituídos de metaconglomerados e metagrauvacas, representariam as primeiras fácies a serem depositadas nos "rifts" que precederam a individualização e separação dos crátons do São Francisco, a leste, e do Paramirim, a oeste. O grupo Canastra seria representado por estratos

repetidos de areia e argila, frequentemente exibindo acamamento gradacional característico de deposição turbidítica.

Valente (1986), correlacionou as Rochas Submetamórficas da Serra de Caldas ao Grupo Canastra, comentando que tais rochas apareceriam também a leste da serra, ao longo de fossas tectônicas, entre Ipameri e o ribeirão Santo Antônio.

No estudo das anomalias termais da região de Caldas Novas, a Sondotécnica (1986), teceu as seguintes considerações:

1. Face à complexidade geológica da região, os mapeamentos existentes apresentam resultados conflitantes no que diz respeito à coluna estratigráfica e às estruturas geológicas, especialmente na região de Caldas Novas;
2. Em relação a trabalhos anteriores, puderam ser estabelecidos três modelos estratigráfico-estruturais diferentes entre si, principalmente em relação às rochas quartzíticas que afloram nas encostas da serra. Para cada modelo, variavam significativamente as espessuras, profundidades e continuidade das rochas quartzíticas, na própria serra e em seu flanco leste e no vale do rio Corumbá (Figura 2.2);

Lacerda Filho (1995), em trabalho que apresenta uma síntese dos resultados obtidos durante a compilação das informações geológicas e metalogenéticas disponíveis da área que abrange a região da Folha Goiânia, comenta que a geologia desta Folha tem sido alvo de

controvérsias, face às complexas variações litológicas e estruturais registradas e às relações geocronológicas ainda em discussão, haja vista que suas rochas exibem uma evolução marcada por expressiva mobilidade tectônica.

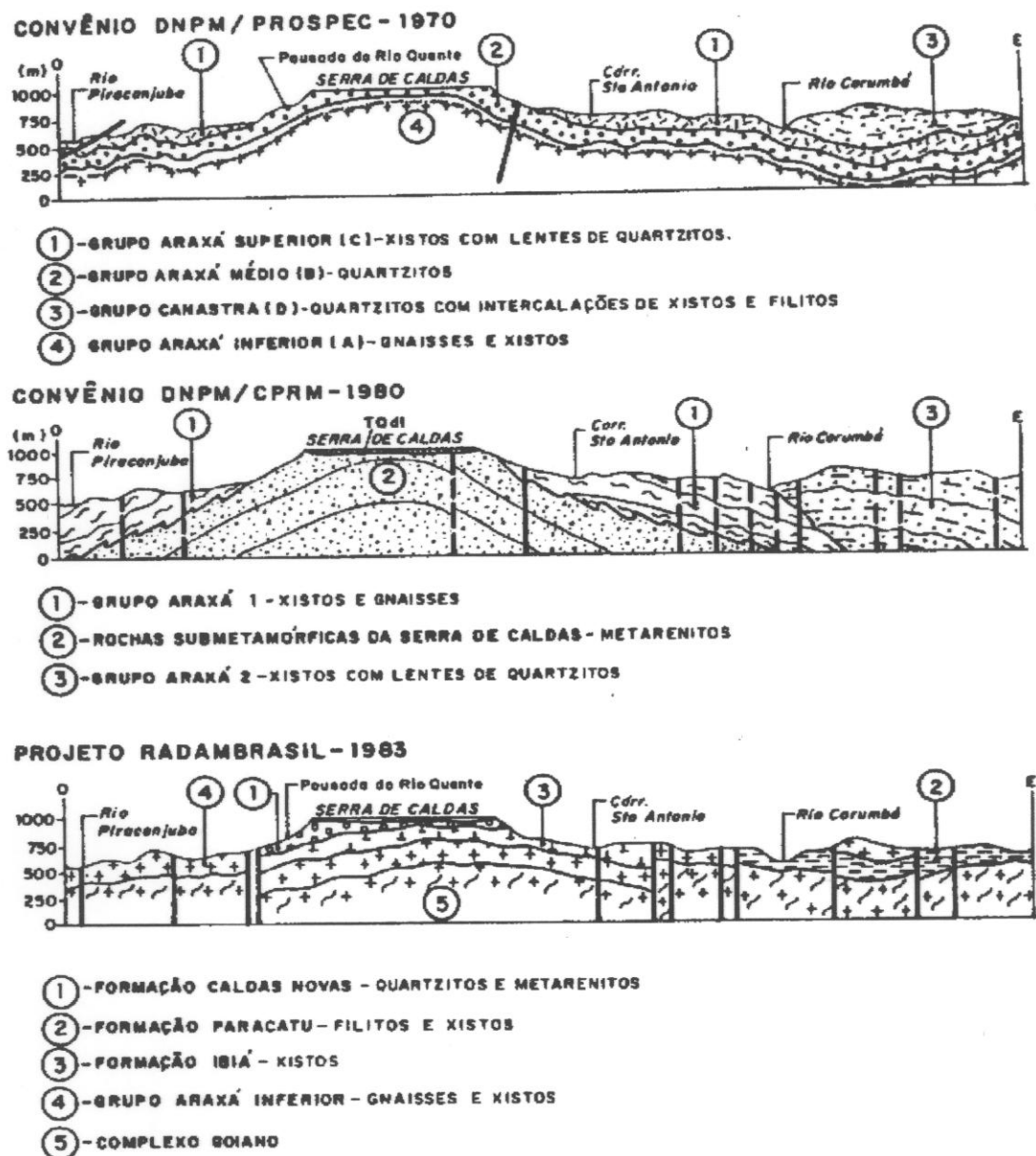


Fig. 2.2 - Modelos estratigráficos estruturais da área de estudo.

FONTE: Sondotécnica (1986), p. 75.

Assim, Lacerda Filho (1995) individualiza em seu estudo três compartimentos distintos: Núcleo Cratônico Arqueano, Cinturões Móveis Proterozóicos e Coberturas Plataformais.

- a) o Núcleo Cratônico Arqueano corresponde aos terrenos ortognáissicos cratonizados e sequências metavulcanossedimentares expostas na porção oeste da Folha Goiânia;
- b) os Cinturões Móveis Proterozóicos são constituídos pelas sequências metavulcanossedimentares de Silvânia, rio do Peixe, Maratá e metassedimentos dos Grupos Araxá e Canastra. Exibem estruturas de imbricamentos tectônicos em escamas, empurradas para E-SE, em direção ao Cráton do São Francisco;
- c) as Coberturas Plataformais compõem-se das unidades metassedimentares Neoproterozóicas do Grupo Paranoá e dos sedimentos de Coberturas Fanerozóicas da Bacia do Paraná.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 - MATERIAIS

Para o desenvolvimento do trabalho foram utilizados os seguintes materiais e equipamentos.

3.1.1 - BASE PLANIALTIMÉTRICA

Folhas topográficas elaboradas em 1973 pelo Ministério do Exército - Diretoria do Serviço Geográfico (DSG), na escala 1:100.000:

- Caldas Novas → SE.22-X-D-V;
- Ipameri → SE.22-X-D-VI.

3.1.2 - PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

- Fotografias aéreas pancromáticas da USAF, de jul/64, na escala 1:60.000;
- Imagens multi-espectrais TM/Landsat-5, bandas 4 e 5, nas escalas 1:100.000 e 1:250.000, com as características descritas na tabela 3.1:

3.1.3 - FONTE DE DADOS BIBLIOGRÁFICOS

Neste caso, foi realizada uma consulta bibliográfica dos principais trabalhos desenvolvidos na área objeto do presente estudo e também outros de caráter mais regional. Foram consultados trabalhos de levantamentos geológicos, geofísicos e hidrogeológicos, que estão devidamente relacionados na listagem bibliográfica.

Os dados hidrogeológicos referem-se principalmente às informações dos poços termais, sendo verificados a localização, profundidade, temperatura, vazão, nível estático e nível dinâmico dos mesmos, com a finalidade de se ter uma compreensão adequada do comportamento do aquífero termal.

TABELA 3.1 - CARACTERÍSTICAS DOS PRODUTOS ORBITAIS

PRODUTO	ESCALA	BANDA	ÓRBITA/ PONTO	CENA	ELEVAÇÃO SOLAR	AZIMUTE	DATA
Imagens em papel P&B	1:100.000	4 e 5	221/72	C	38°	52°	07/08/93
Imagens em papel P&B	1:250.000	4 e 5	221/72	-	38°	52°	07/08/93
CD-ROM	-	1 a 7	221/72	C	-	-	07/08/93

3.1.4 - EQUIPAMENTOS

Para os trabalhos de fotointerpretação foram utilizados mesa de luz, lupa e estereoscópio de espelho.

Para o tratamento dos dados obtidos das imagens, utilizou-se o Sistema de Informações Geográficas (SGI), que é um sistema de processamento que converte as informações analógicas em dados digitais, possibilitando o armazenamento e tratamento dos dados, auxiliando em inúmeras aplicações no gerenciamento de recursos naturais. Esta ferramenta permite combinar informações de mapas

temáticos, bases cartográficas, dados geoquímicos, geofísicos e imagens de satélite, em uma base de dados uniforme e georreferenciada.

3.2 - MÉTODOS

A metodologia aplicada envolveu uma sequência sistemática de análise e interpretação de dados obtidos de produtos de sensoriamento remoto e de trabalhos de pesquisa realizados na área de estudo, além de trabalhos de campo. A execução desta etapa culminou na elaboração de mapas específicos para cada assunto abordado, que foram posteriormente integrados e interpretados através da digitalização em um Sistema de Informações Geográficas (SGI).

O fluxograma das atividades desenvolvidas é mostrado na Figura 3.1.

3.2.1 - MÉTODO DE FOTOINTERPRETAÇÃO

Nesta etapa foi utilizado o método sistemático de fotointerpretação desenvolvido por Guy (1966). A sua aplicação em imagens orbitais (sensores MSS e TM/Landsat), foi adaptada por Veneziani e Anjos (1982), que ressaltam, em seu trabalho, o estabelecimento de critérios específicos em função das características das imagens orbitais, que não possibilitam a utilização do recurso da estereoscopia e possuem baixa resolução espacial.

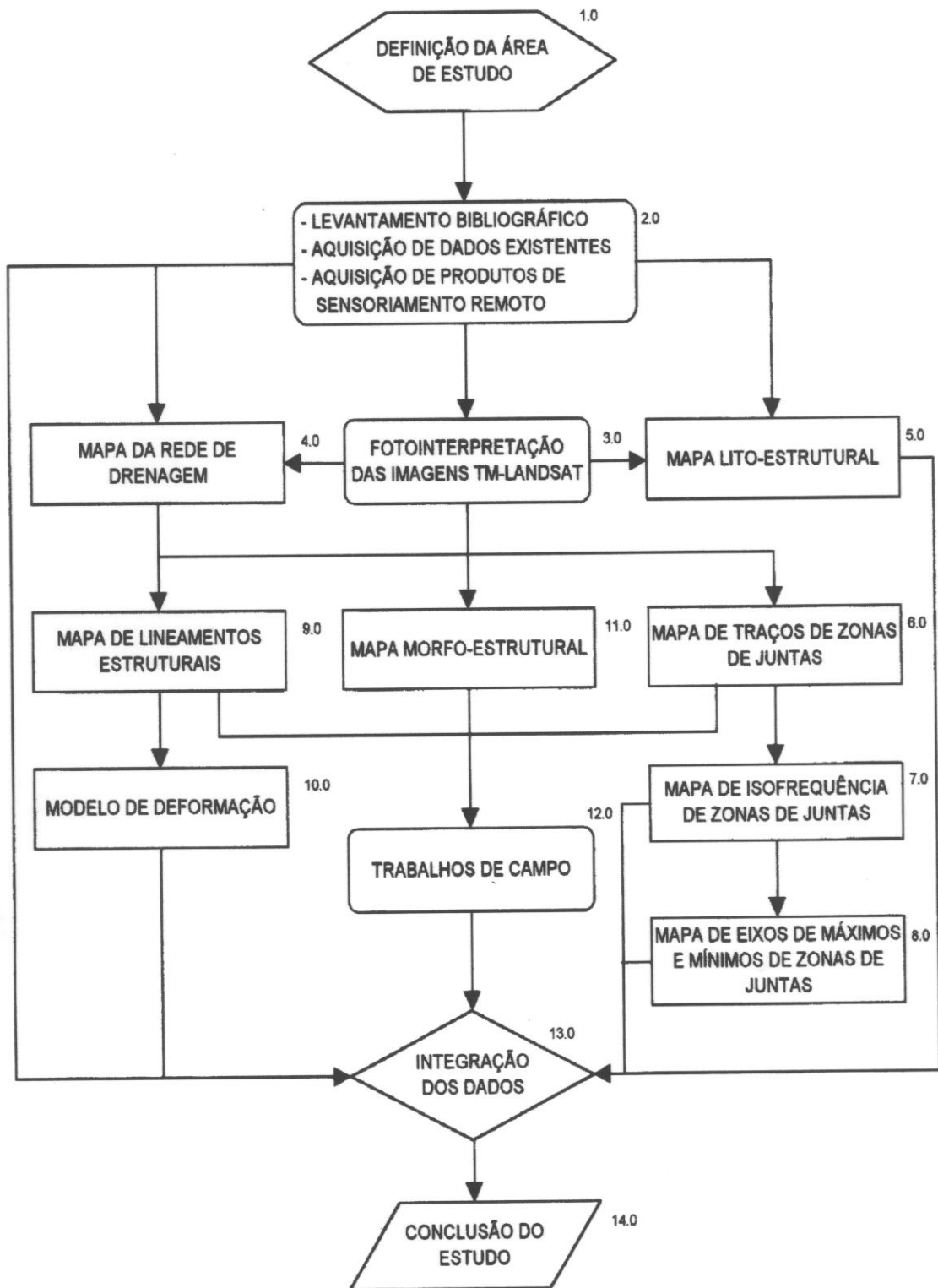


Fig. 3.1 - Diagrama de fluxo de trabalho.

3.2.2 - ELABORAÇÃO DE MAPAS DE TRABALHO

3.2.2.1 - MAPA DE DRENAGENS

O mapa da rede de drenagem (Figura 3.2), foi elaborado tomando-se como base as folhas topográficas Caldas Novas (SE.22-X-D-V) e Ipameri (SE.22-X-D-VI), na escala 1:100.000, complementando-se os dados com as imagens TM/Landsat, bandas 4 e 5, também na escala 1:100.000.

A rede de drenagem principal foi desenhada a partir das folhas topográficas, sendo os canais de drenagem de primeira e segunda ordem extraídos das imagens orbitais.

3.2.2.2 - MAPA DE TRAÇOS DE ZONAS DE JUNTAS

Na elaboração desse mapa, considerou-se para efeito de identificação das zonas de juntas, apenas aquelas de caráter vertical ou subvertical, que são representadas na imagem por traços retilíneos de feições de drenagem, preferencialmente transversais às direções dos eixos de simetria/assimetria da rede de drenagem.

Considerando a escala de trabalho (1:100.000) e para efeito de reconhecimento pelo sistema, dos traços digitalizados no SGI, foram desenhadas apenas as feições que na imagem apresentavam extensão acima de 3 mm.

A digitalização dos traços de zonas de juntas no Sistema de Informações Geográficas (SGI), atingiu um total de 15.025 traços digitalizados (Figura 4.10).

A partir dos dados digitalizados no SGI e seguindo-se o método de Aliyev (1982), elaborou-se e interpretou-se o mapa de isofrequência de zonas de juntas

e, a partir deste, o mapa de eixos de máximos e mínimos de zonas de juntas (Figuras 4.15 e 4.16, respectivamente).

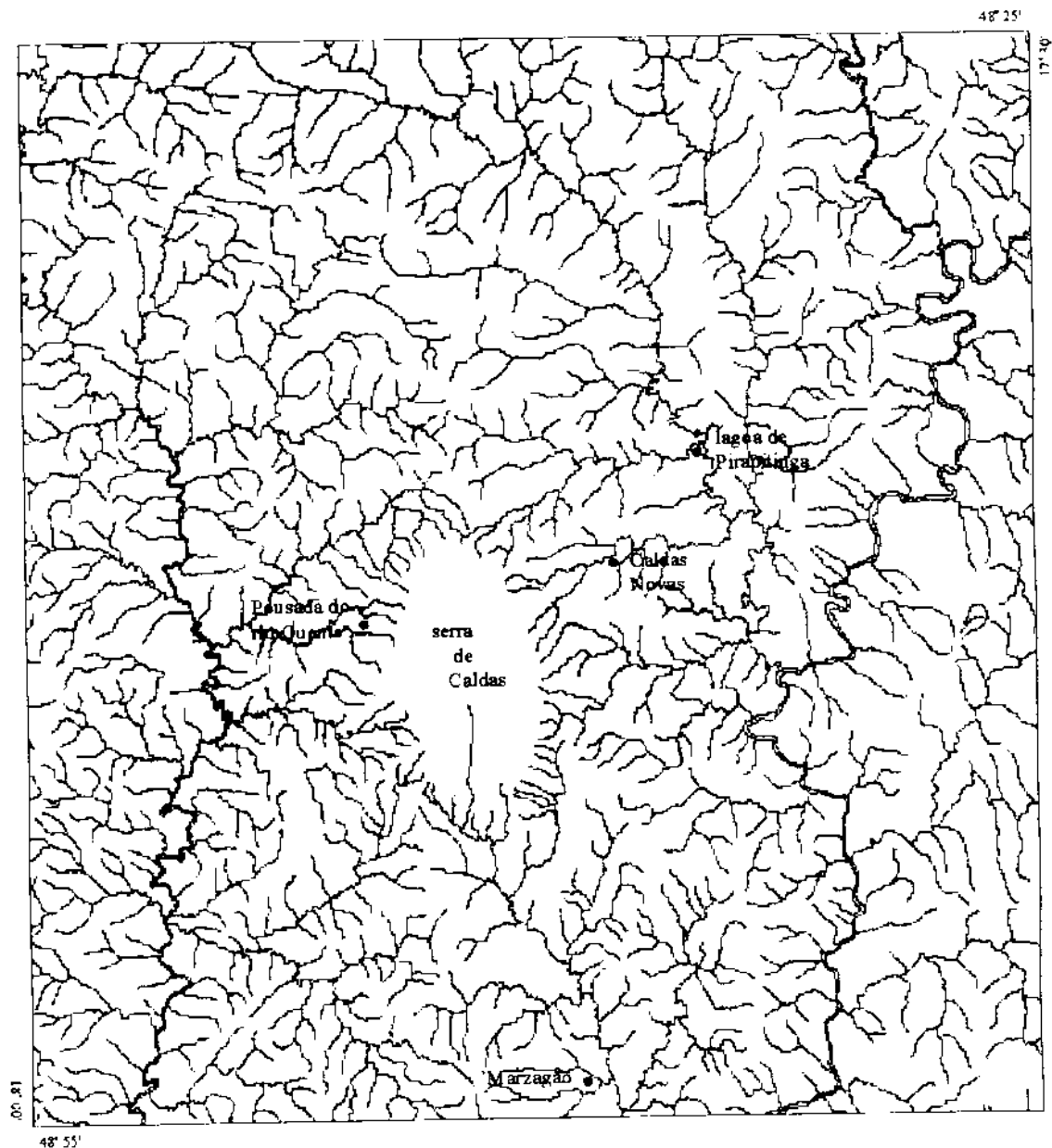


Fig 3.2 - Mapa da rede de drenagem.

Segundo Aliyev (1982), um método de identificação de sistemas de falhamentos, é através da análise estatística de fraturamentos que são discerníveis macroscopicamente em imagens e refletem a deformação tectônica regional.

A continuidade da análise dos conjuntos de zonas de juntas, levou em conta também as direções dos lineamentos estruturais principais, visando o correlacionamento com o modelo de deformação adotado para a área de estudo.

Sampaio (1987), comenta que a disposição das feições estruturais obtidas de uma imagem fotográfica, quando comparadas com elementos de modelos deformacionais conhecidos, pode sugerir o padrão de fraturamento da superfície imageada, bem como revelar o tipo de movimento tectônico ao longo de determinadas direções. Estes movimentos são indicados geralmente através da identificação das estruturas típicas de regimes de esforços distensivos (juntas e falhas normais) e compressivos (juntas, falhas transcorrentes e inversas).

Os conceitos de fratura, junta e falha segundo Billings (1942), citado por Sampaio (1987), são os seguintes:

- fratura - plano de ruptura dos materiais rochosos;
- junta ou diáclase - plano ou superfície de fratura que divide a rocha e ao longo do qual não ocorreu deslocamento das paredes rochosas paralelamente ao plano de fratura;
- falha - fratura ao longo da qual houve um deslocamento relativo das paredes rochosas.

Plicka (1974), define zonas de juntas como: "zonas de concentração de fraturas mais ou menos paralelas, com pequeno espaçamento e quase verticais (70° a 90°). Estas zonas podem se estender em grandes áreas e por longas

distâncias, separadas entre si de pouco a dezenas de metros e ter grande extensão vertical".

Segundo Plicka (1974), quando estas zonas de juntas seguem uma mesma direção e têm uma mesma gênese, são chamadas "conjunto de zonas de juntas". Os conjuntos de zonas de juntas possuem uma série de características:

- podem ser usados para determinar o padrão tectônico de uma determinada área, porque esboçam as feições tectônicas e fornecem uma visão preliminar de linhas tectônicas importantes;
- são importantes na descoberta da direção de falhas e de redes de finas linhas tectônicas que afetam rochas da superfície da crosta;
- as tendências das falhas seguem as tendências dos conjuntos de zonas de juntas e muitas vezes, quando estas tendências divergem, é porque as falhas passam a seguir outro conjunto de zonas oblíquo ao primeiro;
- os conjuntos de zonas de juntas podem emergir de rochas mais antigas e se estender verticalmente através de rochas sobrejacentes mais novas;
- conjuntos de zonas de juntas podem ser indicados diretamente por feições geomorfológicas;
- a quantidade de zonas de juntas, ou de um conjunto em particular, aumenta próximo a falhas expressivas, o que relaciona a associação genética das falhas ao conjunto de zonas de juntas;

- os conjuntos de zonas de juntas não se dispõem regularmente em uma determinada área. Alguns conjuntos ou um conjunto, pode cobrir uma extensa área, enquanto outros têm pequena extensão ou são confinados a uma unidade tectônica de importância local.

Nickelsen (1974), destaca outras características importantes das zonas de juntas:

- alguns conjuntos de zonas de juntas, representados por grandes lineamentos, têm persistido desde o pré-Cambriano, afetando a sedimentação, tectônica, expressão fisiográfica e mesmo a localização de depósitos minerais;
- padrões de fraturamento são cumulativos (vários episódios de fraturamentos de eventos diferentes podem acontecer na mesma zona de juntas) e persistentes (eventos tectônicos posteriores não apagam as evidências das zonas de juntas pré-existentes);
- padrões de fraturas em qualquer escala, desde microscópica até a nível de imagem de satélite, têm feições em comum.

3.2.2.3 - MAPA DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

Os lineamentos estruturais foram obtidos através da fotointerpretação dos alinhamentos das feições lineares de drenagem, nas imagens orbitais 1:100.000, podendo ser visualizados na Figura 4.7.

Os lineamentos obtidos podem representar conjuntos de zonas de juntas alinhadas retilínea ou curvilineamente ou estar associados a falhamentos, quando observa-se algumas características locais em suas laterais como, por exemplo, o arrasto ou interrupção de feições lineares ou ainda um limite acentuado entre as zonas homólogas.

O'Leary et al. (1976), citam que o termo lineamento foi utilizado originalmente por Hobbs (1904), para caracterizar algumas relações entre feições da paisagem.

O'Leary et al. (1976), propõe então nova definição para lineamento, que seria caracterizado como uma feição linear mapeável, simples ou composta, contínua ou descontínua, da superfície terrestre, cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo e que difere distintamente dos padrões de feições que lhe são adjacentes, refletindo um fenômeno de subsuperfície.

Segundo Veneziani (1987), a distinção entre lineamentos estruturais e falhamentos na interpretação de produtos de sensoriamento remoto, é necessária devido aos seguintes fatores:

- os lineamentos não se restringem ao desenvolvimento de apenas um tipo de movimento tectônico ao longo de toda sua extensão, ou durante o decorrer dos diferentes ciclos ou fases tectônicas que afetaram a área;
- a uma zona de falha podem estar associados diversos lineamentos paralelos a subparalelos, ou vice-versa, isto é, fraturas de uma mesma zona de falha

podem estar associadas a apenas um lineamento, distinguível nos produtos de sensoriamento remoto.

3.2.2.4 - MAPA MORFOESTRUTURAL

A elaboração do mapa morfoestrutural (Figura 4.17), foi realizada tomando-se como base o mapa de drenagens e informações obtidas no mapa de lineamentos estruturais, ambos na escala 1:100.000.

A metodologia adotada fundamenta-se na análise da rede de drenagem, que consiste basicamente na interpretação das assimetrias, formas e intensidade de estruturação dos seus elementos.

Desta maneira, as formas e estruturações das drenagens funcionam como elementos indicativos de estruturas geológicas profundas, partindo-se do princípio que a morfologia da superfície reflete, embora atenuadamente, as condições estruturais de profundidade.

Mattos et al. (1982), comentam que quanto mais estruturada for uma forma de drenagem, segundo um modelo idealizado de anomalia morfoestrutural, mais ela estará próxima de um modelo geológico.

As formas de drenagem que melhor caracterizam anomalias morfoestruturais são as seguintes:

- forma anelar - caracterizada pela disposição curvilínea e aproximadamente concêntrica de um ou mais cursos d'água associados, pode ser interpretada como um traço de acamamento, cuja forma arqueada reflete a flexão das camadas, indicando possivelmente um alto ou um baixo estrutural;

- forma radial - representada por rios divergentes para no mínimo três quadrantes, a partir de uma área central, com hierarquia fluvial de primeira e segunda ordem, pode refletir a direção geral do mergulho das camadas ou um fraturamento radial;
- forma assimétrica - reflete atitudes de acamamento que localmente irão permitir a definição de altos e baixos estruturais, conforme sejam, respectivamente, indicativos de divergência ou convergência de mergulhos.

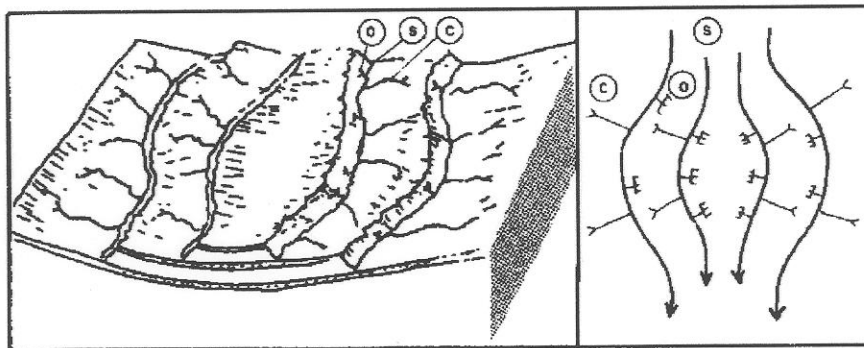
As anomalias morfoestruturais são constituídas então pelo arranjo simultâneo de formas anelares, radiais e assimétricas de drenagem, como produto de condicionamento da rede hidrográfica por estruturas de subsuperfície. Tais estruturas caracterizam-se por flexuras anelares ou elípticas das camadas, associadas a mergulhos divergentes, no caso de domos (altos estruturais), ou convergentes, no caso de depressões estruturais (baixos estruturais) (Figura 3.3).

No caso de regiões dominadas por rochas cristalinas intensamente deformadas, a análise morfoestrutural deve estar também condicionada à verificação dos lineamentos estruturais.

Nesse caso, os lineamentos estruturais, que representam linhas de fraqueza crustal, podem identificar limites tectônicos entre anomalias morfoestruturais, caracterizados por uma compartimentação em blocos definidos por movimentos de soerguimento e/ou rebaixamento e/ou basculamento.

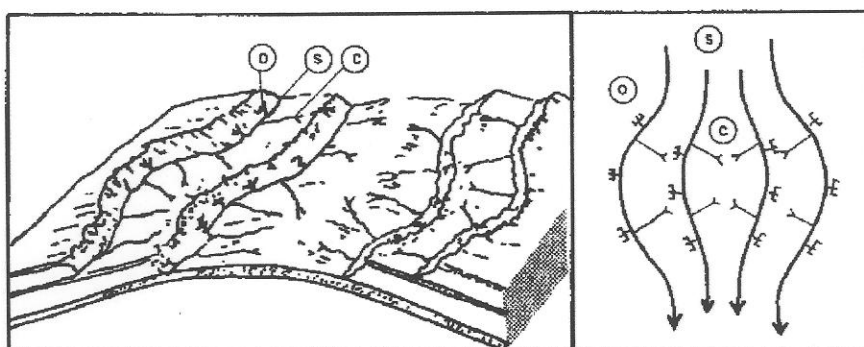
DEPRESSÃO ESTRUTURAL

(Baixo Estrutural)



ESTRUTURA DÔMICA

(Alto Estrutural)



(S) Drenagem Subsequente (C) Drenagem Consequente (O) Drenagem Obsequente

Fig. 3.3 - Modelos de depressão e domo estrutural.

FONTE: Crepani (1988), p. 37.

Segundo Veneziani e Anjos (1993), a associação dos dobramentos flexurais com movimentos distensivos, pode fornecer dados sobre a distribuição de água subterrânea ao longo dos altos e baixos estruturais e indicar alguns aspectos sobre a distribuição do fluxo de água subterrânea de uma determinada região, consequentemente determinando a favorabilidade das estruturas ao armazenamento de água subterrânea.

O procedimento para a elaboração do mapa morfoestrutural constou então das seguintes etapas:

- análise da rede de drenagem - através do mapa de drenagem, determinou-se as feições de drenagem com significado geológico-estrutural, definindo-se áreas morfoestruturais anômalas de interesse, caracterizadas pelo delineamento de curvas de contorno estrutural não cotadas. Esta análise toma por princípio a assimetria da rede de drenagem, que é evidenciada pela disposição perpendicular e assimétrica de seus canais em ambos os lados de um eixo definido por uma drenagem de maior ordem. Desta forma, uma drenagem assimétrica pode ser considerada como indicativa da ocorrência de estratos não horizontalizados, cujo sentido do mergulho é dado pela direção dos cursos mais longos, que assim se comportam como rios consequentes. A comparação destes com os afluentes mais curtos (drenagem obsequente), em relação ao rio principal (drenagem subsequente), sugere valores aproximados do sentido de inclinação dos estratos, que mergulham no sentido dos afluentes mais longos;
- análise de lineamentos estruturais - constou da identificação dos principais lineamentos que ocorrem na área e que teriam influência na definição dos desenhos das anomalias morfoestruturais, seja truncando ou deslocando aparentemente a anomalia; fechando ou limitando a área da anomalia ou mesmo invertendo o mergulho regional ou local. Segundo Mattos et al. (1982), a necessidade de selecionar os lineamentos é função

de não se ter evidências diretas, na imagem, de feições associadas que comumente permitem reconhecer falhas. As evidências indiretas que permitem interpretá-los como possíveis reflexos em superfície de estruturas profundas (falhas), cujas movimentações manifestaram-se nas camadas superiores, são em função de suas extensão, distribuição, regularidade e das variações das indicações de mergulho do acamamento regional, quando próximos a eles.

3.2.3 - LEVANTAMENTO DE DADOS HIDROGEOLÓGICOS

Este item objetiva apresentar as principais informações sobre estudos hidrogeológicos realizados nas áreas caracterizadas como hidrotermalmente anômalas, sobretudo as relativas a poços tubulares profundos, dando ênfase às três principais ocorrências hidrotermais da região: cidade de Caldas Novas, lagoa de Pirapitinga e ribeirão Água Quente.

A localização de alguns poços tubulares e surgências termais evidenciados na área de estudo, são mostrados na Figura 3.4.

A área de estudo apresenta uma evolução tectônica complexa, envolvendo diversos eventos que resultaram em dobramentos e elevado número de fraturas e falhas. As fendas, com atitudes predominantemente verticais a subverticais, podem se apresentar preenchidas por veios de quartzo ou ainda abertas, preenchidas parcialmente por quartzo fraturado e/ou material brechóide.

Essas estruturas, quando abertas, proporcionam a circulação e acúmulo das águas, formando aquíferos em unidades de rochas maciças.

Como se sabe, a permeabilidade das rochas cristalinas está associada às descontinuidades (planos de xistosidade, estratificação e fraturamentos) dos maciços rochosos.

Os planos de xistosidade e estratificação são, no entanto, muito fechados, tendo pouco significado na circulação e armazenamento de água subterrânea.

Desta forma, estudo da ocorrência de água deve se ater então, à análise mais detalhada dos fraturamentos que afetam os maciços rochosos cristalinos e o seu significado hidrogeológico.

Costa (1994) comenta que, de um modo geral, seis condições são consideradas indispensáveis para se conseguir êxito na perfuração de poços em rochas cristalinas, quais sejam:

1. existência de fraturamento na rocha;
2. grau de abertura das fraturas;
3. extensão e profundidade das fraturas;
4. frequência do fraturamento;
5. interconexão das fraturas;
6. conexão das fraturas com zonas de recarga na superfície (rios, lagos, capeamento permeável, etc).

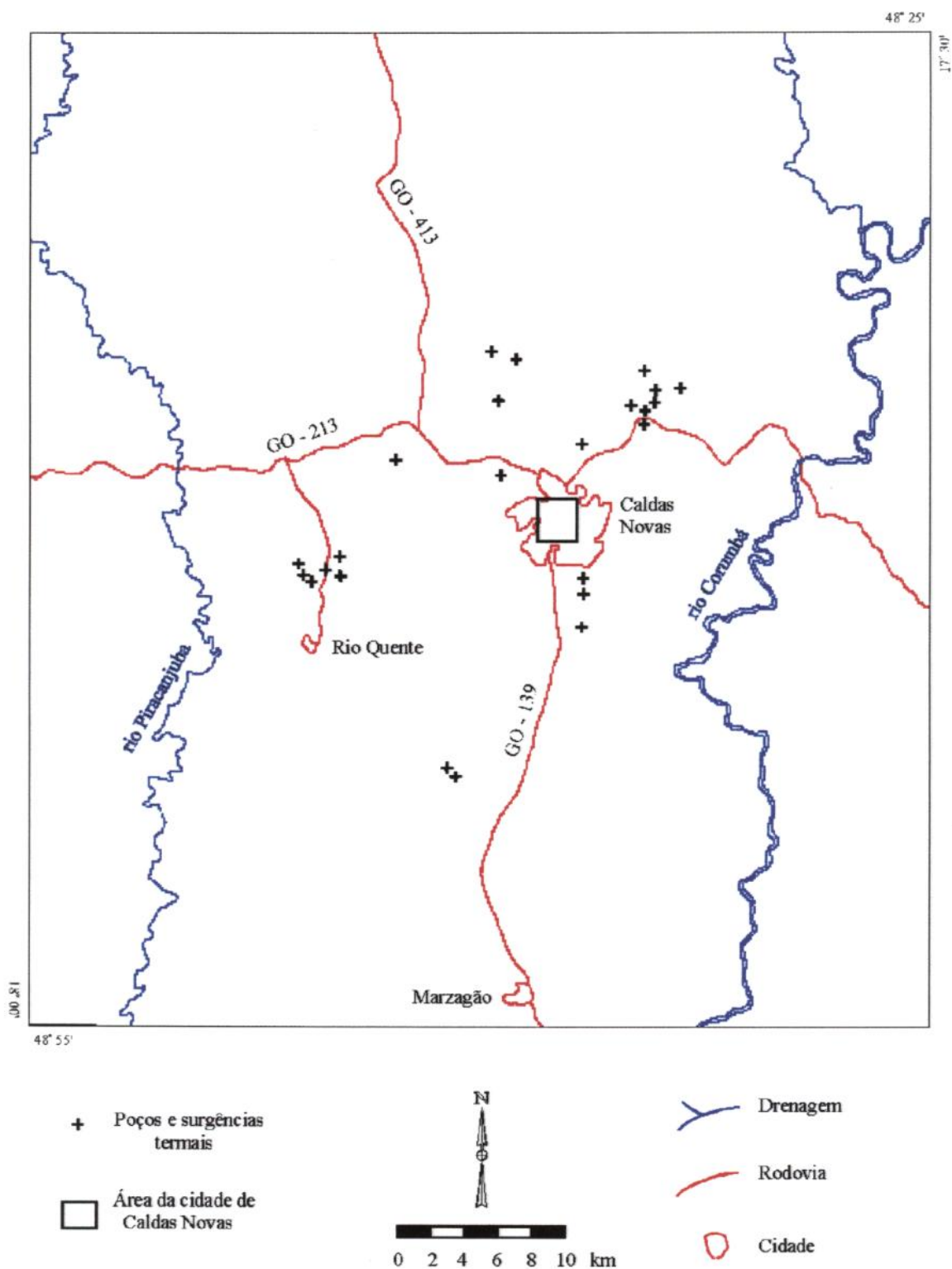


Fig. 3.4 - Mapa de localização de poços e surgências termais.

Na área de estudo, segundo dados registrados no trabalho de Campos e Costa (1980), os poços tubulares ratificam o correlacionamento do intenso fraturamento regional com a presença de fraturas abertas, proporcionando grande circulação de água pelo menos em termos reconhecidos, com até 400 metros de profundidade, como observado em um poço tubular perfurado próximo a lagoa de Pirapitinga, que proporcionou entradas hidrotermais aos 39, 129 e 394 metros de profundidade, atravessando somente rochas metassedimentares xistosas e quartzíticas.

Frequentemente, as entradas de água importantes, especialmente as de água quente, de acordo com a observação em alguns poços estudados, estão associadas a trechos de brechas de falha de cimento sílico-ferruginoso com inclinação subvertical.

Os poços que fornecem água termal são normalmente os que atravessam as fraturas condutoras de água quente ou algum sistema de fraturas a elas ligado. Desta forma, é comum a existência de poços estritamente com água fria próximos a poços termais.

A temperatura da água varia então, em função da possibilidade da captação drenar somente das fraturas condutoras de águas termais ou dos poços possuírem também entradas de água freática.

Na área urbana de Caldas Novas, a perfuração indiscriminada de poços tubulares, com uma grande proximidade entre os poços termais e interferência entre seus cones de depressão, aliado a uma exploração intensa e excessiva da água quente, têm provocado graves distúrbios no sistema aquífero termal, causando um rebaixamento contínuo da superfície piezométrica.

O monitoramento dos níveis piezométricos de diversos poços, realizado nos últimos dezesseis anos, permitiu a construção de um gráfico mostrando que a depleção atinge mais de 40 metros (Figura 3.5), o que provocou um gradual desaparecimento das surgências termais.

No presente estudo, foi feito o levantamento de informações acerca de 64 poços tubulares perfurados na região urbana de Caldas Novas, obtendo-se dados de profundidade, vazão, nível estático, nível dinâmico e temperatura, que são apresentados na Tabela 3.2. Estes dados foram devidamente analisados para geração de mapas e tabelas de serviço, como o mapa de isolinhas de vazão, para auxiliar no entendimento do comportamento do aquífero termal.

Na área da lagoa de Pirapetinga, situada a cerca de 6 quilômetros a nordeste da cidade de Caldas Novas, na margem direita do ribeirão homônimo, verifica-se a ocorrência de nascentes submersas pela lagoa, que proporcionam vazão de aproximadamente 50 m³/hora. A temperatura máxima medida, que certamente encontra-se alterada pela contaminação com as águas superficiais, foi de 40,5 °C.

A uma distância de aproximadamente 40 metros da lagoa, no talvegue à margem direita do ribeirão Pirapitinga, vertem dois pequenos olhos d'água, com vazões individuais da ordem de 4 m³/hora e temperaturas de 49,2 °C e 50,2 °C.

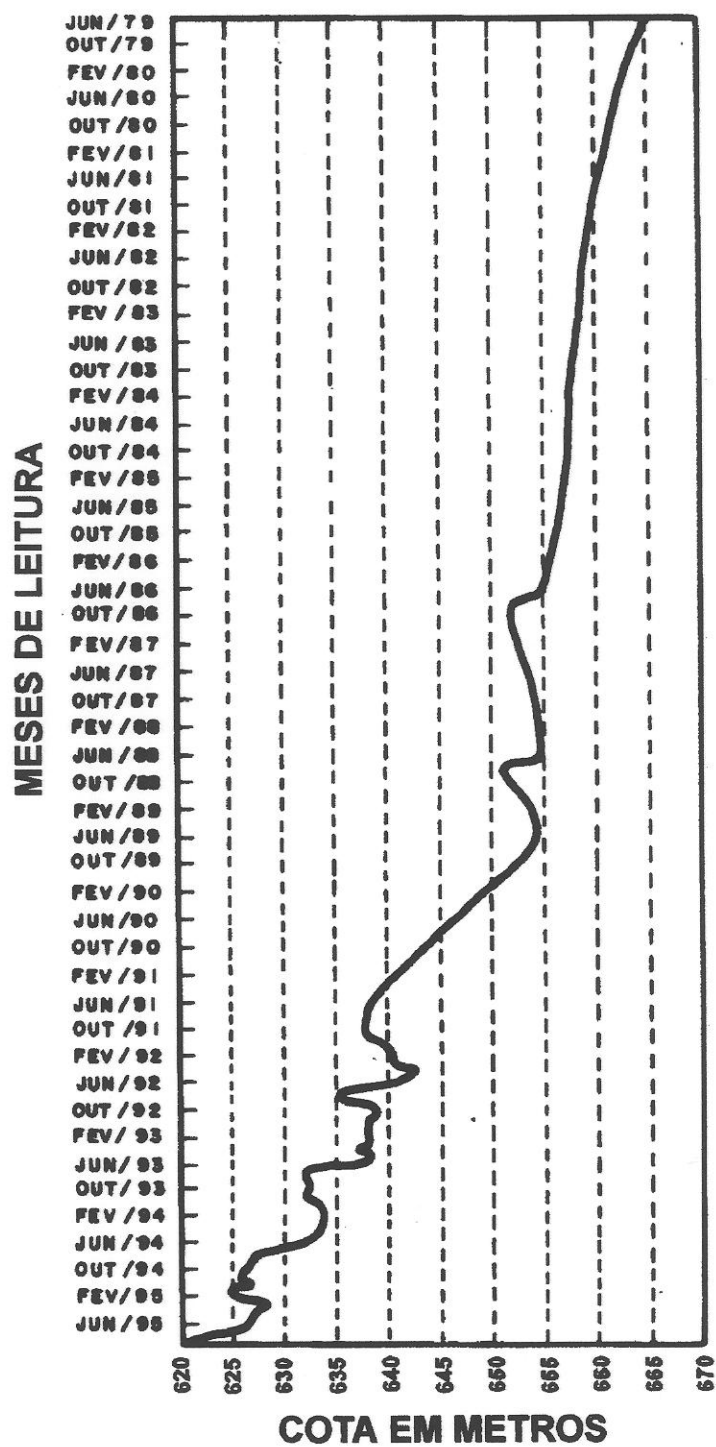


Fig. 3.5 - Níveis piezométricos do aquífero termal de Caldas Novas no período 1979/1995.

FONTE: DNPM

TABELA 3.2 - DADOS DE POÇOS TUBULARES

POÇO (Nº DNPM)	PROF. (M)	VAZÃO (M³/H)	TEMP. (°C)	NE (M)	ND (M)
10	250	2	-	-	-
11	270	5	-	-	-
22	80	12	42	-	-
23	80	115	39	-	16
25	60	10	29	-	-
26	100	12	40,3	-	-
27	65,5	80	44	4	9,5
28	270	12	-	4	26
29	250	42	43	4	20
30	302	32	-	4	40
31	350	80	45	9	20
32	100	12	34	12	45
33	142	45	45	-	-
34	244	60	39	15,7	16,7
35	222	25	35	-	4
37	220	80	42	1	6
38	250	5	29	9	15
39	230	114	-	-	-
40	84	18	44	-	-
42	172	3	26	6	60
43	300	13	31	22	29
44	148	5	-	3	40
66	100	4	-	2,8	30
67	280	11	-	-	30
68	280	6	27	2	6
69	300	18	-	4	30
70	100	0,5	-	20,6	70
71	170	24	31,5	8	9
72	150	24	40	9	13
131	150	6	-	4	47
132	100	20	-	8	18
133	150	6	27,3	7	45
134	145	14	34,5	17	26
135	230	20	-	30	76
136	249	10	-	27	60
137	230	14,7	-	26	27
138	230	10	-	31	56
145	175	8	-	3	17
151	100	3	26	-	-
186	200	26	43	10	10
188	150	30	45	1	1
189	200	30	43	17	17
191	150	45	44	14	17
192	200	90	42	14	20
193	125	40	42	13	15
194	220	20	39	13	20
195	208	40	41,7	19	60
196	248	26	-	18	25
197	172	2,3	29	13	90
198	220	20	-	7	70
200	200	2	29	8	50

(continua)

Tabela 3.2 - Conclusão

POÇO (Nº DNPM)	PROF. (M)	VAZÃO (M ³ /H)	TEMP. (°C)	NE (M)	ND (M)
201	250	6	-	12	100
202	350	4,5	31	5	15
203	300	13	-	19	43
204	276	13	38	8	33
208	183	24	-	15	17
209	252	44	-	7,3	50
214	240	67	38,8	18	36,4
218	215	24	-	15	18
219	200	24	44,5	14	17
220	240	118	44,5	-	50
221	215	65	-	-	4
238	200	22,6	43,7	-	-
233	230	37,9	40,5	-	-

A CPRM, durante os trabalhos de campo do Projeto Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas (Campos e Costa, 1980), perfurou a cerca de 100 metros ao norte da lagoa de Pirapetinga, um poço tubular que atingiu a profundidade de 430 metros.

A vazão de jorro desse poço atingiu 3,2 m³/hora, com 0,38 kg/cm² de pressão na boca do poço, na cota de 624 m. A temperatura de surgência atingiu 42 °C.

O perfil litológico desse poço tubular apresenta apenas micaxistos e quartzitos, que corresponderiam, segundo a coluna geológica adotada nesse projeto, à unidade de topo do Grupo Araxá.

Em referência à área do ribeirão Água Quente, situado no sopé da serra de Caldas, no seu quadrante NW, as suas nascentes constituem-se no maior manancial termal, de origem natural, do País.

Campos e Costa (1980), relatam que as medidas de descarga realizadas durante um ciclo hidrológico completo (junho/1979 a maio/1980), revelaram uma vazão de $1,73 \text{ m}^3/\text{segundo}$, o que corresponde a $6.228 \text{ m}^3/\text{hora}$, para o ribeirão Água Quente.

As temperaturas observadas nas diversas surgências, que correspondem às nascentes do referido ribeirão, apresentam variações apreciáveis, com cerca de 10°C entre os valores extremos, o que pode ser explicado pela contribuição irregular de águas de origem subsuperficial (freático), que se misturam com as águas termais de origem profunda. A temperatura mais elevada, cadastrada em duas surgências, foi de $37,8^\circ\text{C}$, invariável durante todo o ciclo hidrológico.

As surgências termais ocorrem em fraturas nos quartzitos e metarenitos da unidade basal das Rochas Submetamórficas da Serra de Caldas, que afloram no fundo dos talwegues nos sopés da referida serra.

Em termos de poços tubulares, verifica-se nas imediações do empreendimento Pousada do Rio Quente (onde se encontram as nascentes do ribeirão Água Quente), alguns poços que atingiram o aquífero termal, além de diversos outros que resultaram secos ou com água fria.

Um dos poços com anomalia termal atingiu 110 metros perfurados, apresentando vazão de jorro de $3,5 \text{ m}^3/\text{hora}$, com temperatura de surgência de 29°C , certamente menor que a real, devido à contaminação pelas águas subsuperficiais, sendo que a entrada d'água principal encontra-se em zona fraturada aos 100 metros de profundidade.

A litologia que aflora na área dos poços é representada por biotita-quartzo xisto, que corresponde na coluna proposta por Campos e Costa (1980), à unidade basal do Grupo Araxá.

3.2.4 - LEVANTAMENTO DE DADOS GEOFÍSICOS

Esta etapa visou um levantamento sucinto dos trabalhos de geofísica realizados na área de estudo.

Como se sabe, a eletrorresistividade é um dos métodos mais utilizados na prospecção de água subterrânea.

A utilização desse método está, no entanto, relacionado diretamente com a pesquisa em áreas de bacias sedimentares, onde podem diferenciar camadas litologicamente distintas e quase sempre com diferentes resistividades.

Por outro lado, em áreas de rochas cristalinas, a pesquisa com eletrorresistividade pode caracterizar e identificar curvas (diagramas elétricos), que correspondam a sistemas conjugados de fraturas e, ainda, faixas de valores de resistividade aparente que diferenciem sistemas de fraturas saturadas e não saturadas.

Os trabalhos de geofísica terrestre, desenvolvidos no projeto de Campos e Costa (1980), constaram de caminhamento elétrico, sondagem elétrica, potencial espontâneo e magnetometria, sendo suas interpretações efetuadas com o apoio dos trabalhos de mapeamento geológico, executados na escala 1:25.000.

Das três técnicas utilizadas empregando métodos elétricos, o caminhamento elétrico foi o que

ofereceu melhores resultados na definição de possíveis juntas e/ou falhamentos.

A sondagem elétrica não teve a penetração desejada e a maioria das curvas obtidas não puderam oferecer uma interpretação quantitativa, devido ao condicionamento geoeletrico desfavorável na área de estudo.

O potencial espontâneo não forneceu resultados satisfatórios e sua aplicação foi suspensa nas demais áreas selecionadas para estudos de detalhe.

Por último, na área da serra de Caldas, foram executados perfis de magnetometria visando detectar a existência de intrusões de natureza alcalina ou básico/ultrabásica sotopostas às litologias aflorantes na serra. Os resultados obtidos, no entanto, afastaram esta hipótese.

Ainda nessa etapa de trabalho, foram realizadas em poços tubulares da região, perfilagens gama, potencial espontâneo, resistividade e térmica, cujos resultados foram apresentados no relatório final do referido projeto. Esta campanha, visava à integração dos seus resultados com as demais atividades do Projeto, com o consequente aprimoramento das informações.

Em termos litológicos, os poços tubulares perfilados atravessaram tão somente litologias representadas por biotita-quartzo xistos e clorita-quartzo xistos, além de clorita-muscovita-quartzo xistos, por vezes grafitosos, com intercalações de quartzitos, que correspondem, de acordo com a coluna geológica adotada pelo Projeto, respectivamente às unidades basal e de topo do Grupo Araxá.

Quanto aos perfis gama, estes não contribuíram para a diferenciação das distintas camadas existentes, em decorrência do alto "background" radioativo das águas termais dos poços, o que impossibilitou o uso de escalas sensíveis, mascarando assim as pequenas variações que deveriam ocorrer pelas mudanças litológicas.

A interpretação dos perfis gama, potencial espontâneo e resistividade, foi feita a partir da comparação das curvas geofísicas obtidas no poço tubular perfurado pelo Projeto na área da lagoa de Pirapitinga, com o seu perfil litológico, obtendo-se assim, um padrão. Este padrão foi então aplicado, com as devidas correções, nos demais poços tubulares.

Barreto Filho e Costa (1980), realizaram estudos gravimétricos de detalhe na região de Caldas Novas, em escala 1:50.000, sendo os resultados apresentados em escala 1:100.000.

Os trabalhos foram realizados através de dois perfis com direções N13°E e N87°W, tomando-se como base o centro da suposta Depressão de Caldas Novas proposta por Haralyi (1978), em sua tese de doutoramento junto à USP e situada a sudeste da serra de Caldas.

Os estudos realizados por Haralyi (1978), constatarem uma anomalia gravimétrica, denominada Depressão de Caldas Novas, que seria constituída por blocos deprimidos nos cruzamentos de falhas antigas, sob a forma de uma dupla depressão circular, por falhamentos concêntricos, com diâmetro de 45 e 15 km para os círculos externo e interno, respectivamente, apresentando, outrossim, uma profundidade de 1,2 km. O ponto central dessa depressão se situaria nas coordenadas 48°37' e

17°56', ou seja, próximo ao extremo sul da serra de Caldas (Figura 3.6).

Os perfis gravimétricos executados por Barreto Filho e Costa (1980), confirmaram a deficiência de massa existente na região de Caldas Novas e o formato desta anomalia gravimétrica, ressaltando, no entanto, que o centro da mesma se encontra cerca de 2 km a oeste da posição descrita anteriormente.

As curvas de gravimetria mostram, ainda, que a depressão de Caldas Novas tem o seu maior comprimento na direção NE, estendendo-se desde o córrego Fundo, a norte, até o córrego Laranjeiras, a sul, num total de aproximadamente 45 km. A sua largura é de aproximadamente 35 km, limitando-se a oeste pelo rio Piracanjuba e a leste pelo rio Corumbá.

A realização do levantamento gravimétrico demonstrou ainda grande utilidade no mapeamento de falhamentos profundos, nem sempre observáveis em superfície.

3.2.5 - LEVANTAMENTO DE DADOS GEOTERMOMÉTRICOS

Este item envolve a análise das informações contidas no trabalho de Veneziani e Anjos (1976), que objetivou a pesquisa sistemática e delimitação da anomalia geotermal da região de Caldas Novas.

Para a execução desse trabalho, que abrange a pesquisa de águas subterrâneas termais em rochas cristalinas, foi empregado o método da termometria, integrado a uma interpretação geológico-estrutural que foi desenvolvida paralelamente e serviu de direcionamento para a prospecção de áreas anômalas.

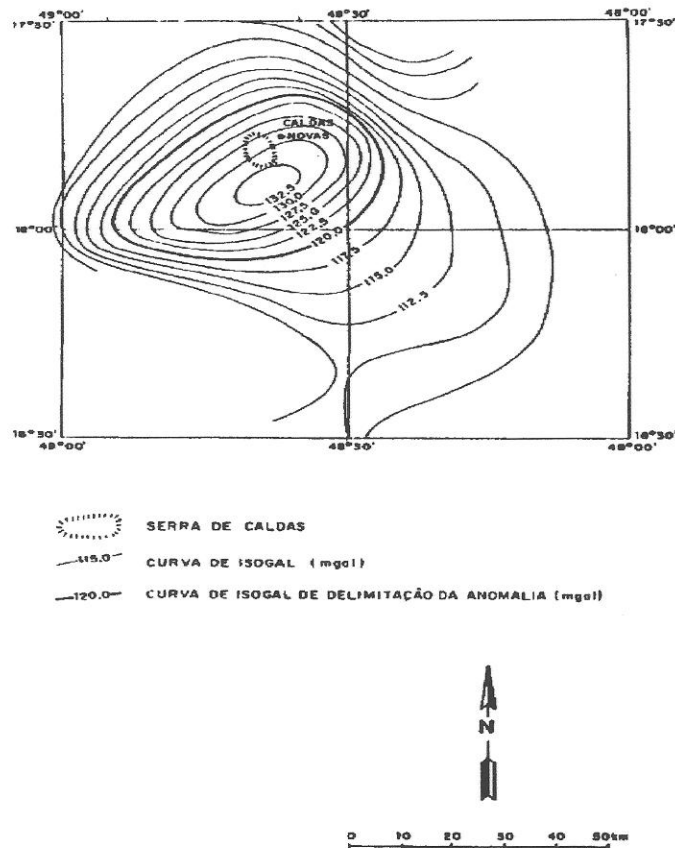


Fig. 3.6 - Anomalia gravimétrica da depressão de Caldas Novas.

FONTE: Campos e Costa (1980), p. 49.

Desta forma, a determinação do comportamento da temperatura de superfície e subsuperfície com a consequente delimitação das anomalias termais, foi obtida com a coleta de dados termométricos que foram tratados por métodos de computação, utilizando-se do programa de Análise de Superfície de Tendências e obtendo-se com isto, mapas de comportamento regional da temperatura da área (Figura 3.7).

A análise e interpretação desses mapas levou a definição de quatro áreas anômalas, sendo estas a Pousada do Rio Quente, Caldas Novas, Lagoa Pirapitinga e Córrego Tucum.

Posteriormente, cada uma dessas áreas foi detalhada usando-se os mesmos procedimentos de pesquisa, chegando-se a uma definição mais precisa sobre as anomalias termiais.

No presente estudo, os mapas morfoestruturais elaborados segundo a metodologia descrita, foram cruzados com os mapas de resíduos termiais resultantes do trabalho de Veneziani e Anjos (1976), tanto para a área total, na escala 1:120.000, como para a área anômala de Caldas Novas, na escala 1:15.000, buscando com isso obter informações que ajudassem o entendimento do comportamento do aquífero termal.

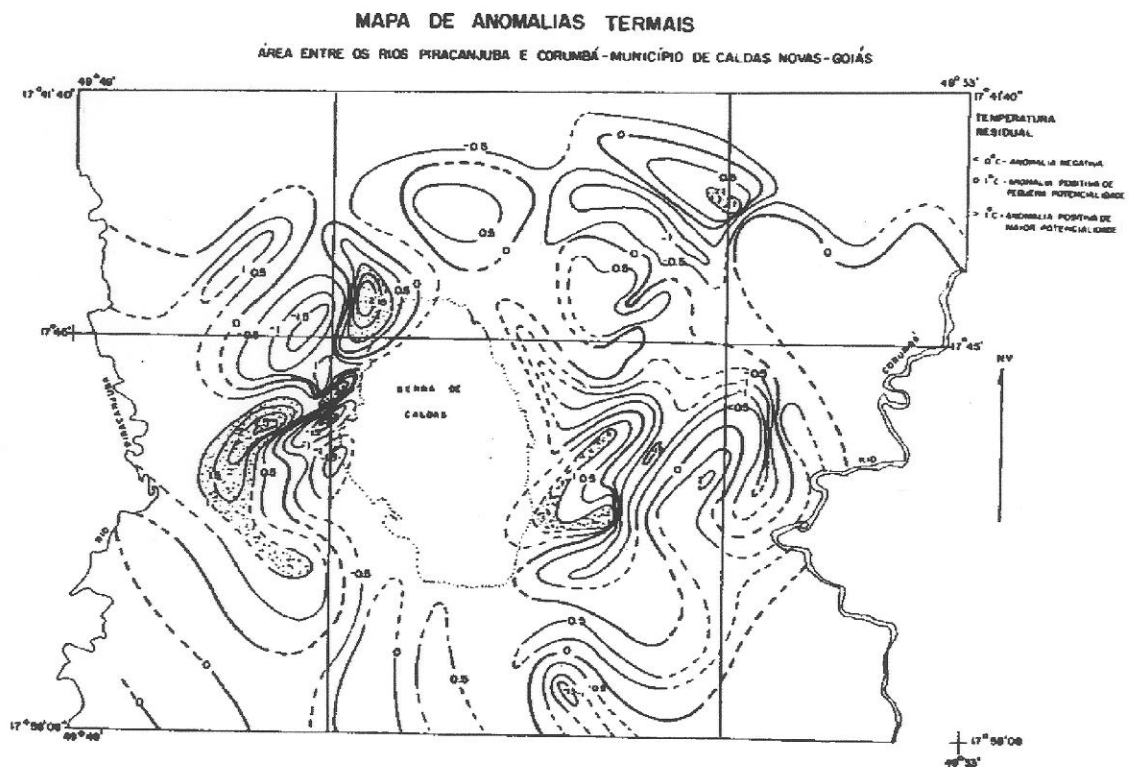


Fig. 3.7 - Mapa de anomalias geotermiais no entorno da serra de Caldas.

FONTE: Veneziani e Anjos (1976), mapa 7.

3.2.6 - TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados em uma campanha contínua entre os dias 10 e 20 de maio de 1996, cujo objetivo foi o da coleta de dados litoestruturais, com enfoque na observação das estruturas fotointerpretadas a partir das imagens orbitais.

Neste período foram visitados 104 pontos, sendo estes devidamente plotados em uma base cartográfica, através de suas coordenadas registradas por um equipamento GPS, que foi utilizado durante a campanha de campo. A Figura 3.8 mostra a localização dos pontos de campo na área de estudo.

A realização dos trabalhos tomou como base a identificação e localização de morfoestruturas, através de um mapa morfoestrutural preliminar e visou a checagem destas, aliada à observações de feições estruturais como foliações, acamamentos, xistosidades e fraturas, além de caracterizar feições que induzissem à ocorrência de deslocamento de blocos.

Como não era objetivo desta etapa a investigação litológica de detalhe, os afloramentos foram descritos mesoscopicamente, sendo coletadas apenas 4 amostras de rocha para uma observação sucinta.

Os trabalhos constaram principalmente da coleta de dados sobre feições deformacionais planares, como foliação milonítica, acamamento, xistosidade; feições lineares, como lineação de estiramento e mineral e medidas de eixo e plano axial de dobras. Também foi estudado o padrão de fraturamento da área, através da identificação das juntas e medição de suas orientações gerais.

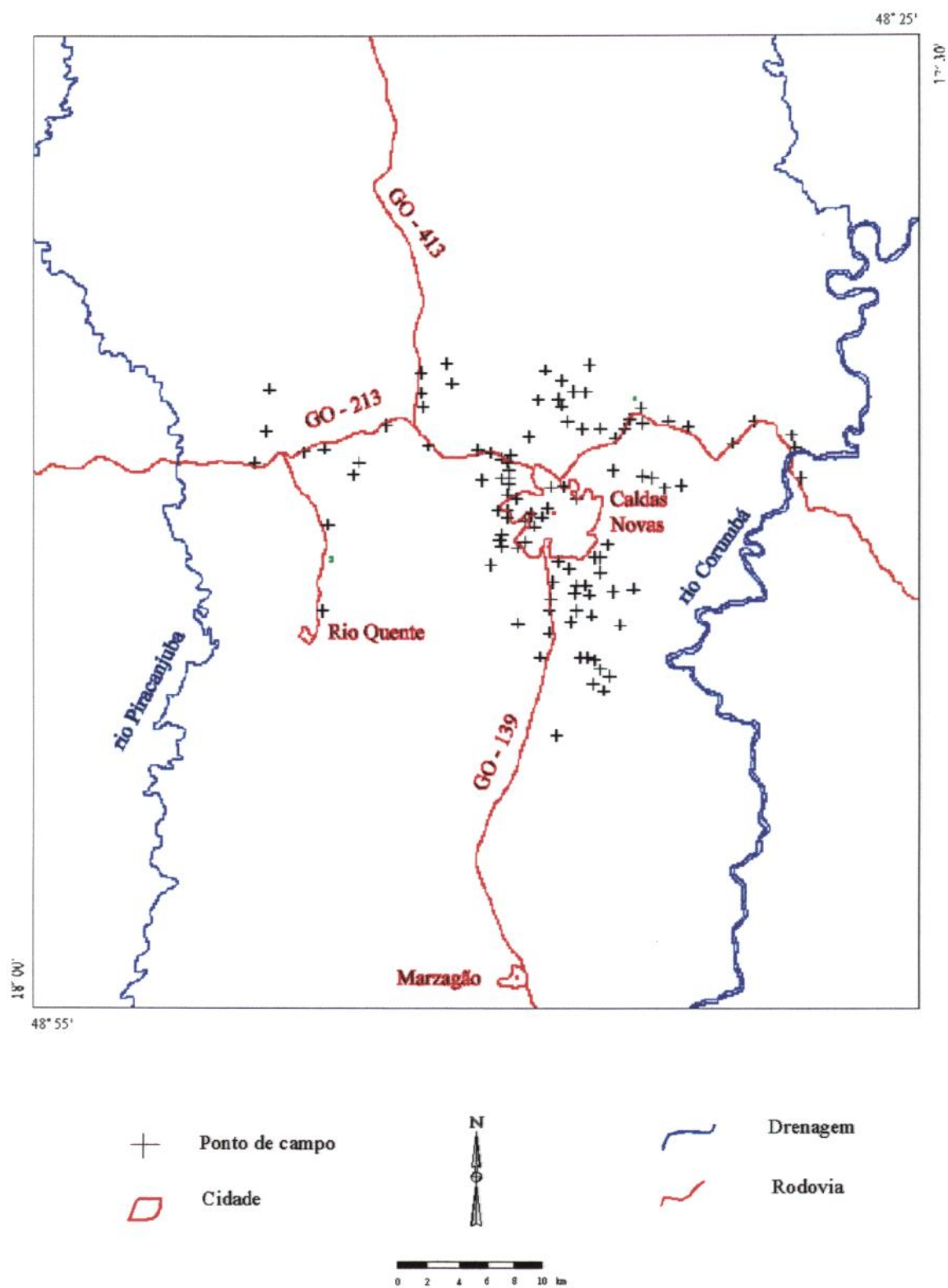


Fig. 3.8 - Mapa de localização dos pontos de campo.

3.2.7 - ANÁLISE DE MODELOS DEFORMACIONAIS

Apesar de todas as limitações envolvidas em exercícios de modelagem, a reprodução de um determinado arranjo de estruturas em escala de laboratório, através do estudo da mecânica das rochas, conduz à confecção de modelos e a compreensão dos processos atuantes.

De modo bastante simplificado, pode-se atribuir os elementos estruturais de uma determinada associação a um triedro de esforços compressivos principais (σ_1 , σ_2 , σ_3), que mantém relações angulares bem definidas com respeito às estruturas por ele originadas (Figura 3.9).

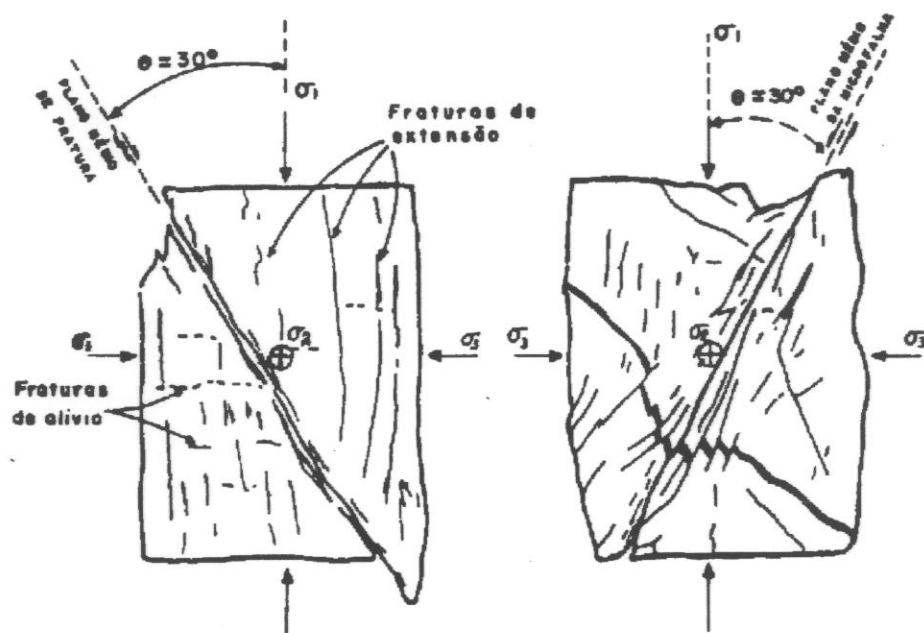


Fig. 3.9 - Fraturas de cisalhamento desenvolvidas sob ensaio de compressão triaxial e relacionamento entre os planos de fratura e o campo de tensões responsável por seu desenvolvimento.

FONTE: Loczi e Ladeira (1976), p.20.

Observa-se nessa figura, a relação entre o campo de esforços aplicados em uma amostra de rocha levada à ruptura num ensaio triaxial e o padrão de fraturamento resultante. Os planos de cisalhamento aparecem a cerca de 30° do eixo de máximo esforço compressivo (σ_1) e contém o eixo do esforço compressivo secundário (σ_2). O eixo do mínimo esforço compressivo (σ_3), completa o triedro de confinamento do corpo de prova. Este triedro constitui o campo de tensões, cuja posição espacial definirá o aparecimento de falhas normais, de empurrão/inversas ou transcorrentes.

De um modo geral, os corpos rochosos quando submetidos a tensões direcionadas são rompidos segundo três famílias principais de fraturas:

- fraturas de cisalhamento - ocorrem geralmente sob a forma de pares conjugados, os quais fazem entre si um ângulo próximo a 60° cuja bissetriz tem a direção da tensão principal (σ_1);
- fraturas de distensão, extensão ou tração - ocorrem com direção comumente paralela aos eixos σ_1 e σ_2 , sendo geralmente abertas;
- fraturas de alívio ou relaxamento - distribuídas segundo uma direção aproximadamente normal a de σ_1 .

Sadowski (1983), analisa o modelo de Riedel e comenta que, de forma extremamente básica, este modelo define para uma zona de cisalhamento, quatro famílias de fraturas secundárias que se desenvolvem em função dos esforços de compressão e tração associados a um binário. Tais fraturas foram designadas T, R, R' e P. A família T,

representa fraturas de tração. R e R', representam fraturas de cisalhamento sintética e antitética respectivamente, formando um par conjugado de aproximadamente 60° e simétrico em relação a T. A família P, representa fraturas sintéticas e simétricas a R em relação à direção de cisalhamento principal. Desta forma, há três famílias de fraturas cisalhantes secundárias, excluindo a zona de cisalhamento principal e suas paralelas, das quais apenas as fraturas R' são antitéticas.

Em relação à ordem de formação, as fraturas do conjugado de Riedel (R e R') se formam logo antes que seja atingida a resistência de pico, continuando a ruptura a se desenvolver. As fraturas P se formam durante e após o pico, ocorrendo também, simultaneamente, a rotação das fraturas já formadas segundo o sentido imposto pela zona de cisalhamento.

Sadowski (1983), modificou o modelo proposto por Riedel, adicionando duas outras famílias de fraturas: as fraturas Y, paralelas à zona de cisalhamento principal e as fraturas X, simétricas a R' em relação à direção da zona de cisalhamento (Figura 3.10).

Harding (1974), propõe um modelo de deformação em zona de cisalhamento transcorrente, que considera as fraturas de cisalhamento conjugadas R' e R como de caráter antitético e sintético, respectivamente, de acordo com o modelo de Riedel. O modelo de Harding apresenta também dobramentos, falhas normais e de empurrão (Figura 3.11).

Harding (1974), associou então as estruturas geradas em uma zona de cisalhamento ao elipsóide de deformação por cisalhamento simples, sendo que:

- as dobras escalonadas ("en echelon") formam-se paralelamente ao eixo maior da elipse, com ângulos de $30^{\circ} \pm 15^{\circ}$ em relação à zona de cisalhamento;
- o par conjugado (R e R') dispõe-se de 10° a 30° em relação à zona de cisalhamento;
- falhas de empurrão ou inversas podem desenvolver-se nos flancos das dobras ou entre estes;
- surgimento das fraturas P, com 15° em relação à zona de cisalhamento.

As zonas de cisalhamento são definidas por Ramsay (1987), como zonas planares ou curvilineares de alta deformação, as quais possuem grandes extensões em relação à sua espessura (razão comprimento/espessura maior que 5:1), sendo também circundadas por rochas que mostrariam um baixo estado de deformação gradativo.

Segundo Ramsay (1987), as rochas em uma zona de cisalhamento, com o tempo, tensão e fluxo térmico, perdem sua coesão interna na região elástica de deformação, dando lugar a comportamentos rúpteis e dúcteis. Assim, as zonas de cisalhamento podem ser divididas em zonas de cisalhamento dúcteis, onde o estado de deformação varia continuamente dentro da zona; zonas de cisalhamento rúpteis, onde os limites são separados por uma descontinuidade ou superfície de fratura e vários tipos intermediários conhecidos como zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis, combinando essas feições geométricas em diferentes proporções.

3.2.8 - APLICAÇÕES DA METODOLOGIA NA ÁREA DA CIDADE DE CALDAS NOVAS (1:15.000)

A maior parte dos poços tubulares perfurados para aproveitamento das águas termais, estão localizados na área urbana da cidade de Caldas Novas (Figura 3.12), estando diretamente vinculados ao abastecimento regular da rede hoteleira local.

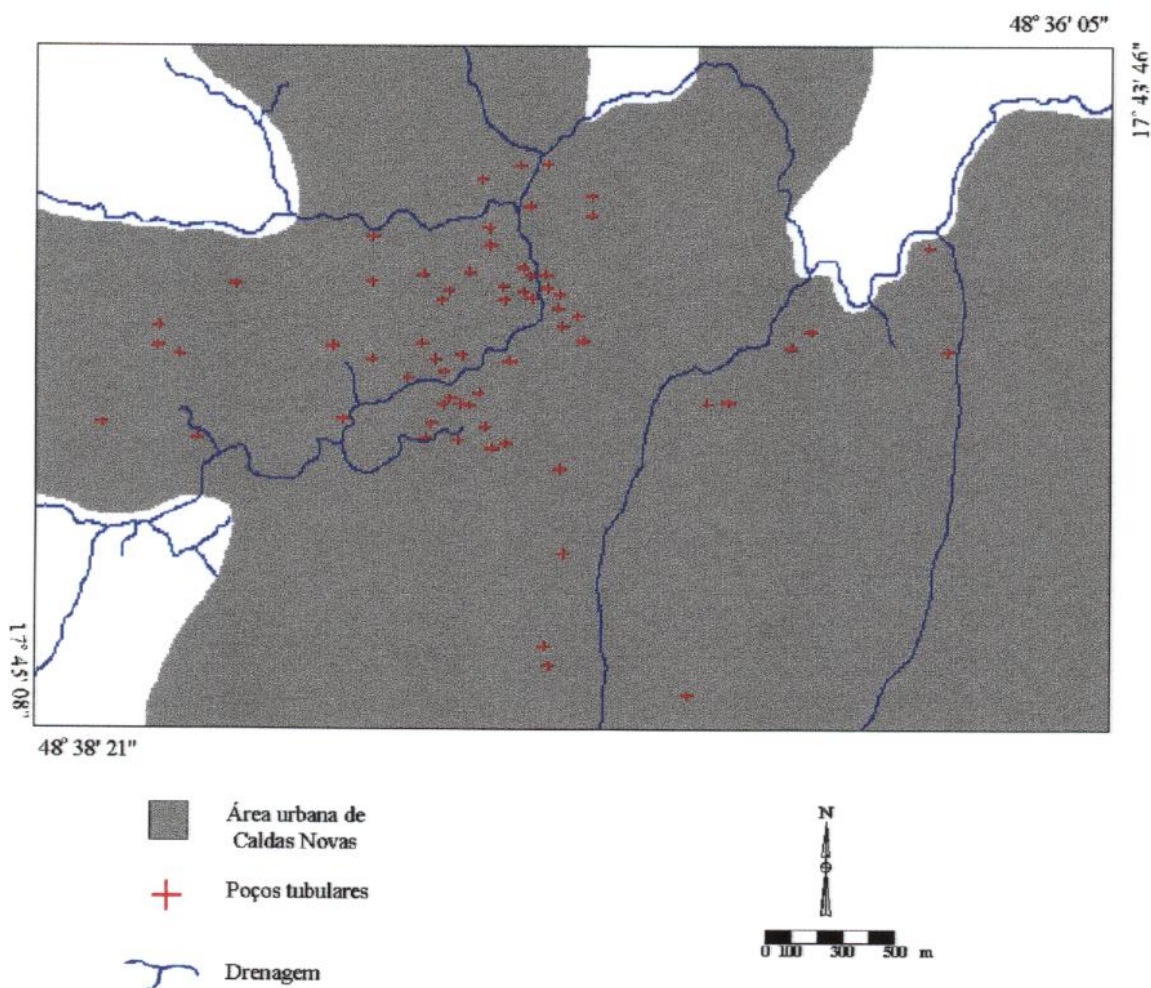


Fig. 3.12 - Mapa de localização dos poços perfurados na área urbana da cidade de Caldas Novas.

As informações básicas em referência aos poços cadastrados na área, como os dados sobre

profundidade, vazão, nível estático, nível dinâmico e temperatura, são mostrados na Tabela 3.2.

Tomando-se como base essas informações disponíveis, foi possível realizar então um estudo mais detalhado da área, utilizando-se a metodologia aplicada no presente estudo.

Desta forma, foram elaborados para a área da cidade de Caldas Novas os mapas morfoestrutural, de isovazões e de anomalias termais, visando com os seus cruzamentos, obter informações mais precisas sobre o controle das ocorrências termais.

CAPÍTULO 4

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

4.1 - GEOLOGIA DA ÁREA

Como foi visto anteriormente, no capítulo referente à geologia regional, a área em questão foi objeto de alguns estudos e mapeamentos geológicos de caráter regional e local. Os resultados são, no entanto, bastante conflitantes em relação à estratigrafia e às estruturas geológicas, haja vista a complexidade geológica-estrutural, evidenciada por uma evolução caracterizada por intensa mobilidade tectônica sofrida pela região e também pela carência de trabalhos de mapeamento de maior detalhe, o que vem dificultando uma definição do empilhamento estratigráfico.

Desta forma, baseado nos trabalhos desenvolvidos pelo IPT (1993), que foram complementados pelo estudo de Ribeiro (1994), adotou-se a definição das características litológicas das rochas identificadas na área de estudo, sendo estas reunidas em diversos conjuntos litológicos como descritos a seguir, sem, no entanto, definir suas posições estratigráficas.

As estruturas geológicas identificadas durante a realização dos trabalhos de campo desenvolvidos no presente estudo, são também descritas em seguida.

O mapa lito-estrutural da área de estudo é mostrado na Figura 4.1.

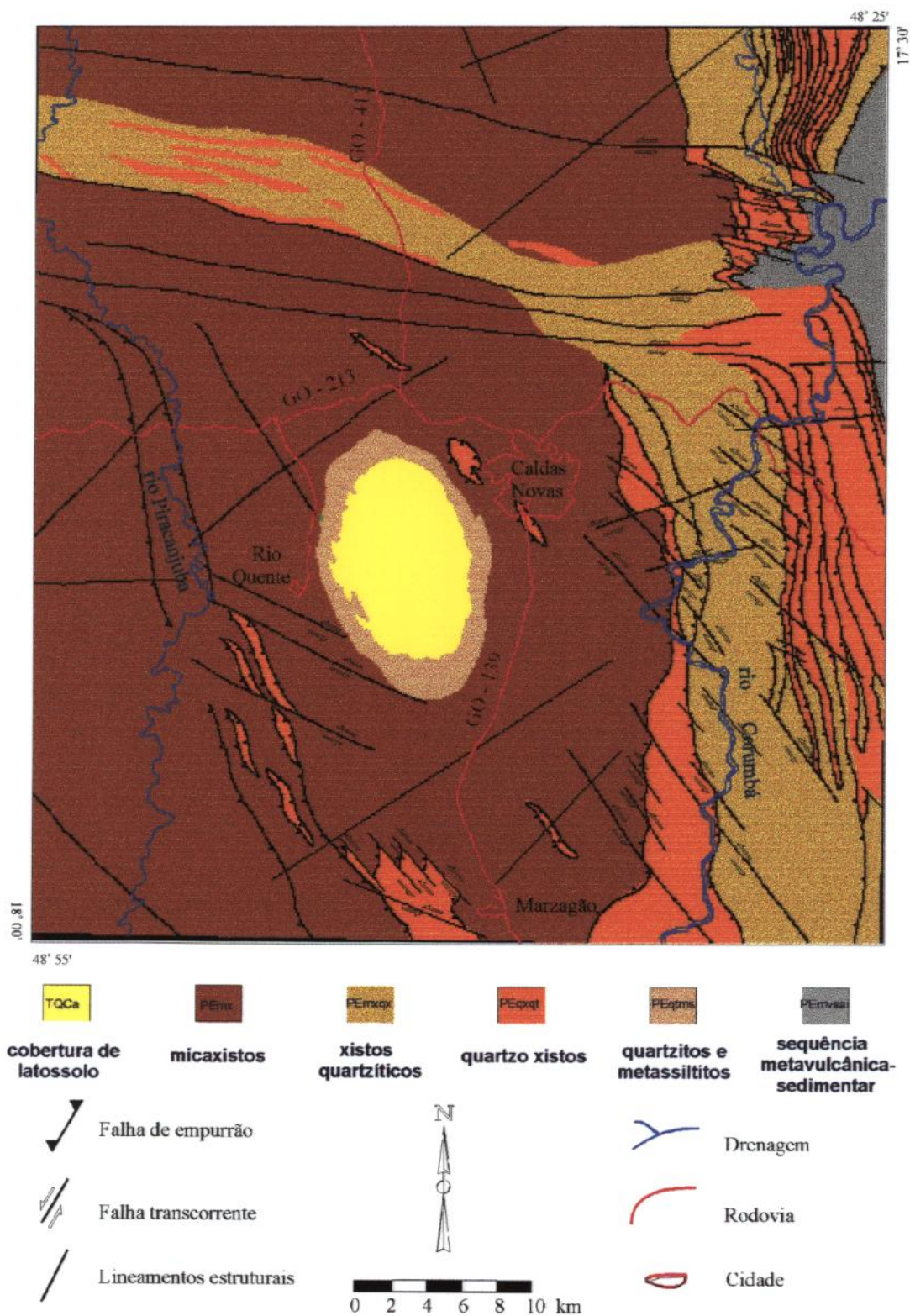


Fig. 4.1 - Mapa lito-estrutural da área de estudo.

FONTE: Ribeiro (1994), p. 108.

4.1.1 - CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS

As principais características das unidades litológicas representadas na área de estudo, são as seguintes.

O conjunto litológico formado por micaxistos (P_{emx}), é o de maior expressão em área, sendo constituído por sericita e/ou muscovita e/ou clorita xistos, os quais são, em geral, de granulação fina e contêm intercalações de quartzo-micaxistos, quartzo-biotita xistos, granada-biotita xistos, quartzo xistos e quartzitos. Por vezes são feldspáticos e localmente aparecem intercalações de lentes de grafita xistos, ardósias, metassiltitos e metargilitos.

Os biotita xistos predominam em relação aos demais micaxistos em diversas porções da área, como na metade sul e na borda leste.

Os corpos isolados normalmente incluem quartzo-biotita xistos e granada-biotita xistos, sendo localmente carbonáticos.

O conjunto representado por quartzo xistos com lentes de quartzito (P_{eqxqt}) e xistos quartzíticos (P_{emxqx}), também ocorre em grande parte da área, sendo o primeiro constituído basicamente de quartzo xistos, biotita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, sericita e/ou clorita-quartzo xistos e quartzitos, enquanto os xistos quartzíticos (P_{emxqx}), são constituídos por micaxistos, quartzo-biotita xistos, quartzo-muscovita xistos e quartzo-sericita e/ou clorita xistos.

Esse conjunto tem sua representatividade intensificada nas regiões leste e nordeste da área,

apresentando cristas longitudinais nas direções N-S e WNW-ESE. Corpos isolados de quartzo xistos com lentes de quartzito (P_{eqxqt}), alongados na direção WNW-ESE, aparecem também bordejando a serra de Caldas.

Segundo Ribeiro (1994), a diferença entre os xistos quartzíticos (P_{smxqx}) e os micaxistos (P_{smx}), estaria na presença de quartzo de granulometria mais grosseira e a ausência de granada nos primeiros.

Os quartzitos ocorrem sob a forma de bancos ou lentes, sendo geralmente pouco espessos, podendo, no entanto, em alguns locais, alcançar dezenas de metros de espessura. Em função da sua maior resistência à erosão em relação aos micaxistos, estes litotipos mostram frequentemente forte expressão de relevo.

As litologias que compreendem a serra de Caldas ocorrem nos sopés e encostas da referida serra, constituindo duas sequências, que são representadas por quartzitos (quartzitos e metarenitos finos) com intercalações de sericita xistos e metassiltitos com intercalações decimétricas de metargilitos (P_{eqtms}).

Cita-se ainda que, na borda leste da serra de Caldas, associado aos metarenitos, aflora uma lente de biotita mármore.

Em todos os litotipos citados anteriormente, principalmente nos micaxistos e nos termos mais quartzosos, verifica-se comumente a presença de veios de quartzo de espessura por vezes decimétricas, concordantes com a foliação e mais raramente discordantes. Os veios concordantes apresentam-se em geral deformados, com feições de budinagem.

A nordeste da área, registra-se a ocorrência de uma sequência metavulcânica-sedimentar com emissões ácidas e intermediárias (P_{emvsai}).

Por último, no topo da serra de Caldas, ocorre uma cobertura de latossolo (TQCa) de natureza arenosa e coloração avermelhada.

4.1.2 - ESTRUTURAS GEOLÓGICAS

Os trabalhos de campo desenvolvidos na área objeto do presente estudo, associados a uma fotointerpretação realizada nas imagens orbitais TM/Landsat-5, permitiram caracterizar alguns tipos de estruturas relacionadas à regimes de deformação dúctil, dúctil-rúptil e rúptil que atuaram na região, como por exemplo:

- a xistosidade, que é definida pela orientação preferencial de minerais originados pelo metamorfismo, segundo superfícies subparalelas ou paralelas; o bandamento composicional, que é definido pela alternância de faixas ou bandas de composição e/ou textura distintas e a foliação metamórfica, de caráter deformacional, representada pela estrutura planar formada pelo arranjo de minerais ou agregados minerais, originado pelo fluxo plástico no cisalhamento rotacional dúctil, apresentam-se, em geral, com um arranjo paralelizado, reflexo do metamorfismo regional e da intensa deformação a que foram submetidas as rochas;

- em alguns afloramentos de rochas xistosas, verifica-se uma crenulação superimposta à foliação (Figura 4.2);
- alguns corpos rochosos foram deslocados, deformados e rotacionados em graus variados, em resposta ao fluxo não coaxial, mostrando por vezes formas sigmoidais que indicam o sentido do movimento transcorrente (dextral ou sinistral) e o sentido do transporte de massas, no caso da área de estudo, de W para E (Figura 4.3);
- grandes ondulações representadas por dobras suaves, encontram-se em toda a área, sendo seus flancos marcados por dobras menores. Em escala de afloramento, verificam-se dobras com dimensões centimétricas a até dezenas de metros. Os planos axiais podem ser paralelos ou oblíquos à foliação e os eixos possuem orientações variadas. As dobras estão associadas possivelmente a deslocamentos diferenciais de massas ou a encurtamentos localizados (Figura 4.4);
- as juntas são feições planares representantes de um regime rúptil e apresentam normalmente altos mergulhos atravessando a foliação das rochas. Aparecem em famílias ou formando conjugados, podendo estar preenchidas ou não por veios de quartzo (Figura 4.5);
- Em nível de afloramento, observou-se estruturas com formas ligeiramente ovóides, definindo domos e bacias de dimensões decimétricas (Figura 4.6). Estas estruturas apresentam-se perturbadas

tectonicamente por fraturamentos que determinam uma compartimentação em pequenos blocos distintos, sendo que a foliação da rocha acompanha a orientação dos blocos e as estruturas apresentam direções e mergulhos diversos. Analisando-se o padrão regional de deformação da área de estudo, verifica-se que este é marcado por uma sequência de morfoestruturas positivas e negativas limitadas por linhas de fraqueza, que delimitam uma compartimentação em blocos passíveis de ser identificados nas imagens orbitais. Assim, pode-se concluir que estas estruturas identificadas em campo, possuem um comportamento correlacionável ao controle das morfoestruturas maiores que ocorrem na área de estudo e compõem o padrão regional de deformação.

4.2 - MAPA DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

4.2 1 - ANÁLISE DOS LINEAMENTOS

A análise do mapa de lineamentos estruturais (Figura 4.7), elaborado a partir da observação dos alinhamentos das feições lineares tanto de relevo como de drenagem, permitiu a identificação de nove direções preferenciais de lineamentos estruturais na área de estudo (Figura 4.8).

Essas direções principais puderam ser destacadas através da elaboração de um diagrama de rosetas (Figura 4.9), que foi obtido a partir de uma filtragem das direções identificadas no mapa de lineamentos estruturais e mostra a concentração dos lineamentos com intervalos de 10° .



Fig. 4.2 - Foto de campo mostrando crenulação superimposta à foliação.

(caderneta → plano de foliação: N50E;
lapiseira → eixo da crenulação: NS).

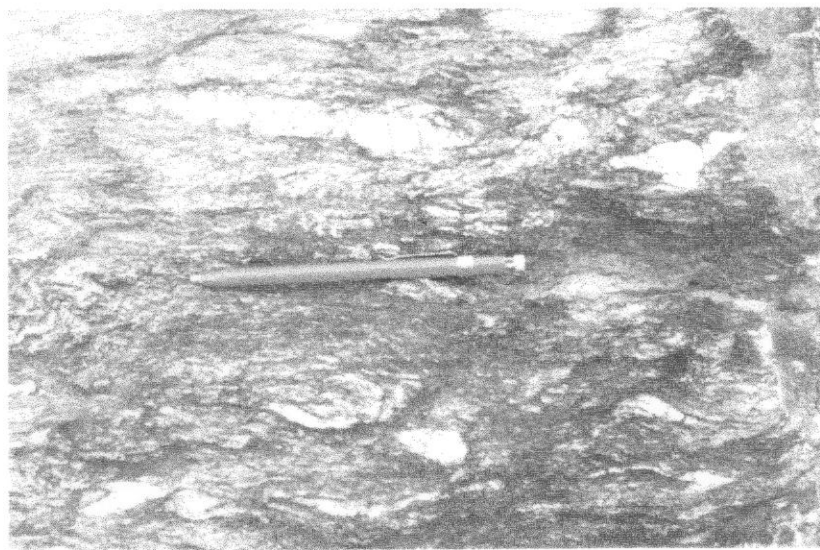


Fig. 4.3 - Foto de campo mostrando lentes de quartzo estiradas com movimento transcorrente sinistral.

(foliação → N20E/15NW).

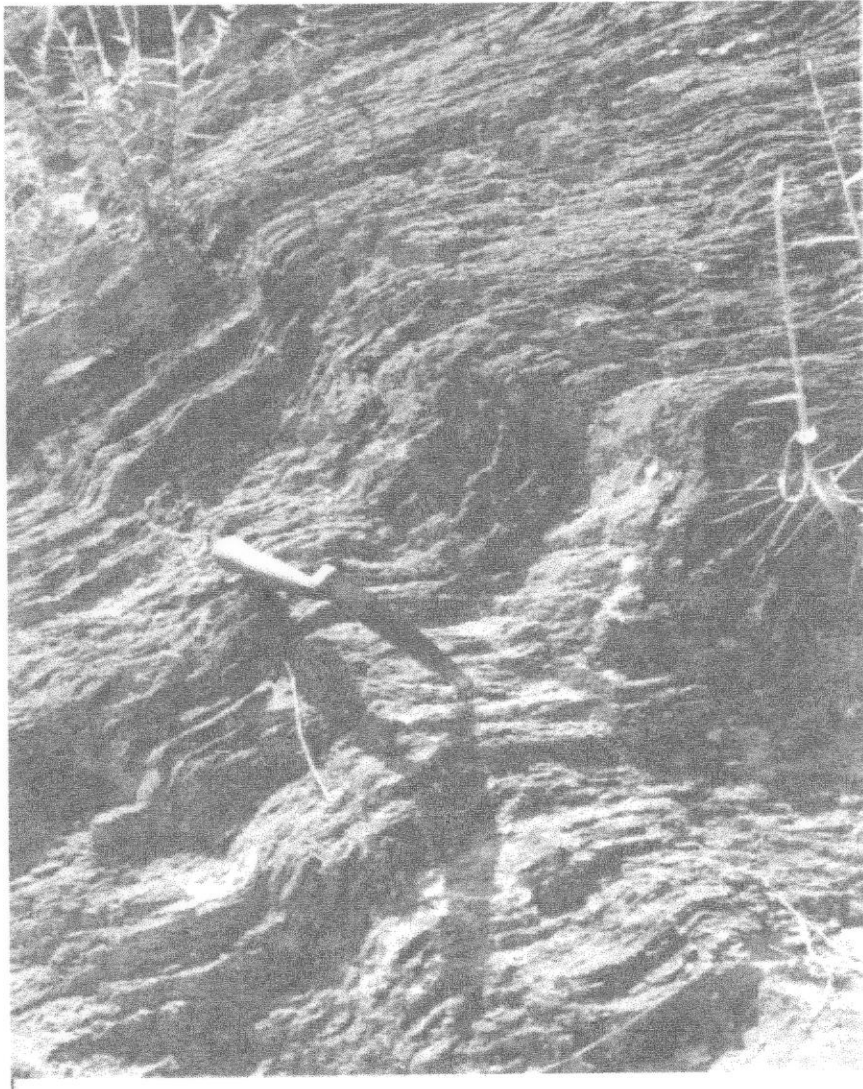


Fig. 4.4 - Foto de campo mostrando dobramento em micaxisto
(P_{8mx}).
(eixo das dobras:N10E).

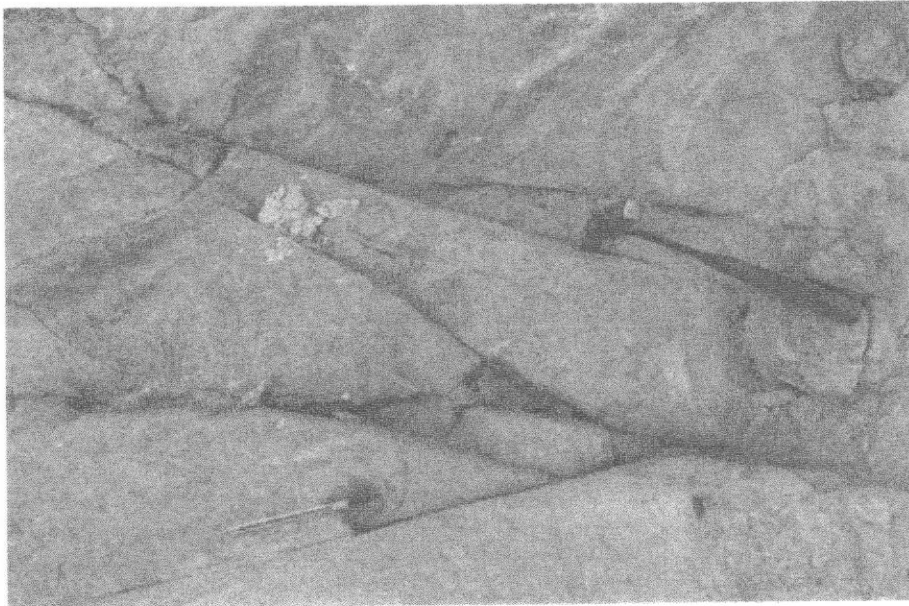


Fig. 4.5 - Foto de campo mostrando sistema de juntas em quartzo xisto (P&qxqt).
(martelo: N10E/60SE; caneta: N20W/55NE).

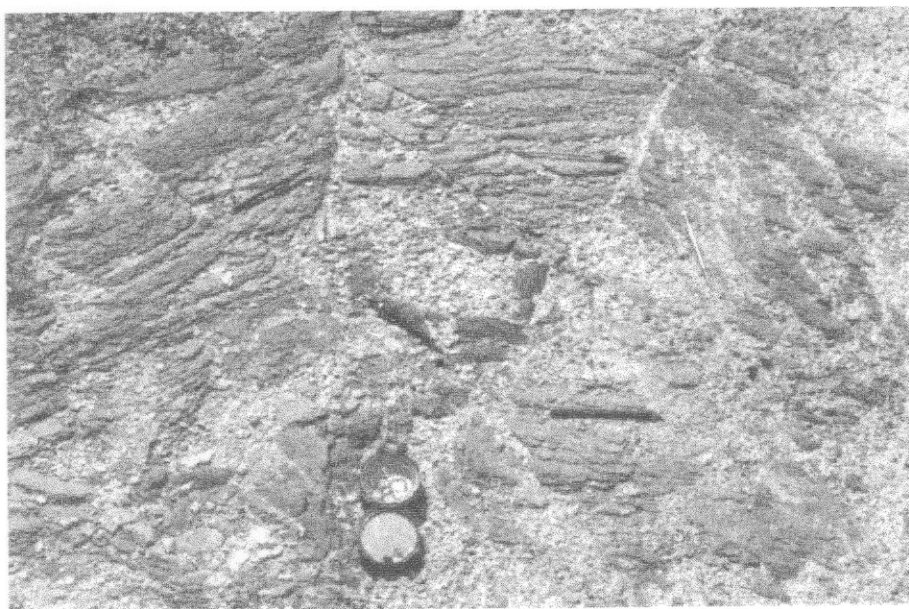


Fig. 4.6 - Foto de campo mostrando estrutura dômica perturbada por fraturamentos afetando a direção e mergulho da foliação.
(bússola indicando o norte).

As principais direções dos lineamentos visualizados, segundo uma ordem decrescente de frequência, são as seguintes:

- 1) N80W-EW
- 2) N60-70E
- 3) N40-50W
- 4) NS-N10E
- 5) N30-40W
- 6) N20-30W
- 7) N80E-EW
- 8) N40-50E
- 9) N50-60E

4.2.2 - MODELO DE DEFORMAÇÃO E SISTEMAS PREFERENCIAIS

No presente estudo, o modelo de deformação adotado para a área acompanhada, com algumas alterações em relação às direções dos lineamentos principais, o trabalho de Ribeiro (1994), que em sua tese de mestrado desenvolvida na região de Caldas Novas, adotou o modelo proposto por Sadowski (1983).

Para melhor visualização, interpretação e adaptação ao modelo adotado, alguns sistemas de lineamentos de características similares foram agrupados, já que representavam direções consecutivas e posições geográficas distintas na área de estudo.

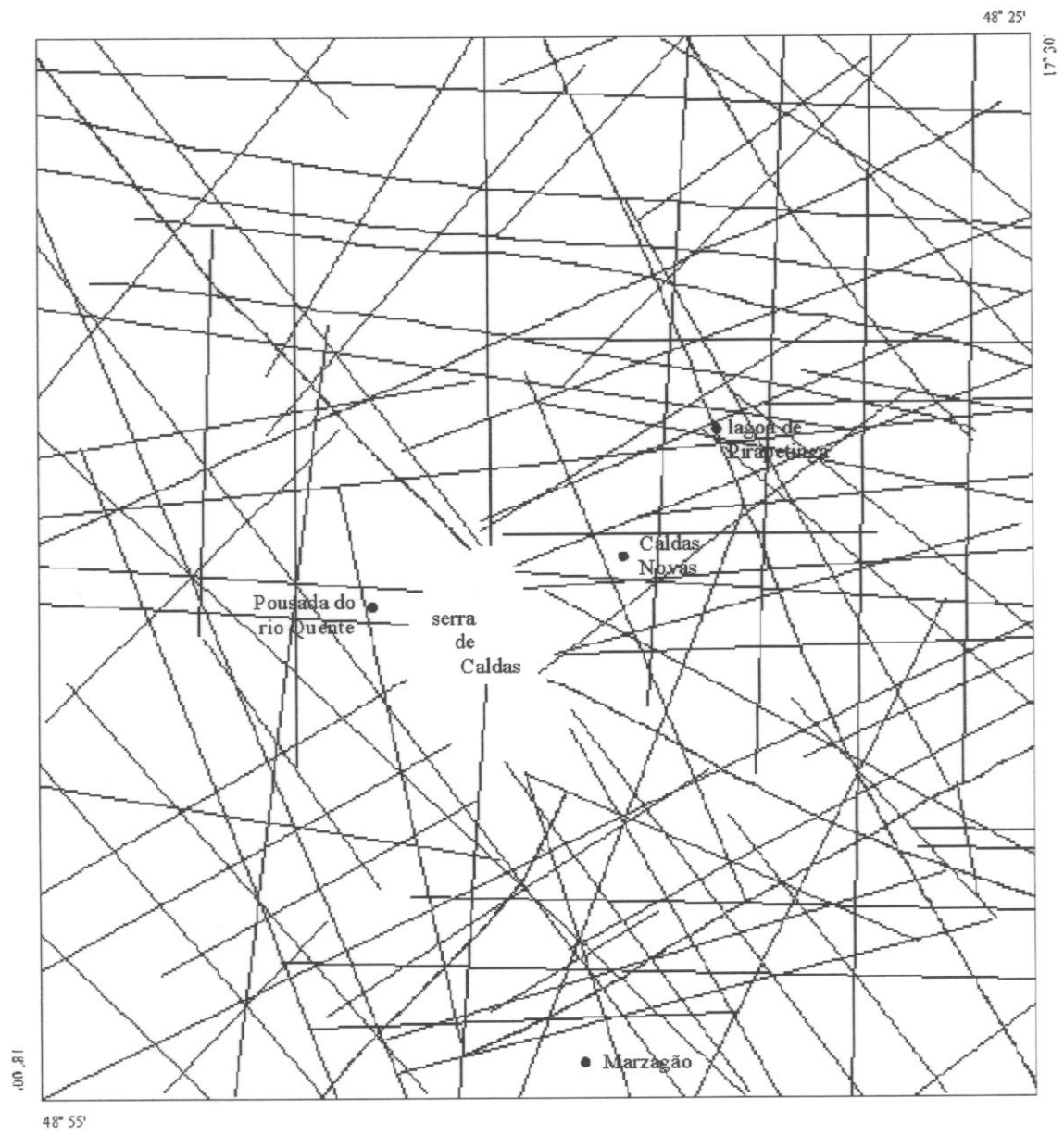


Fig. 4.7 - Mapa de lineamentos estruturais.

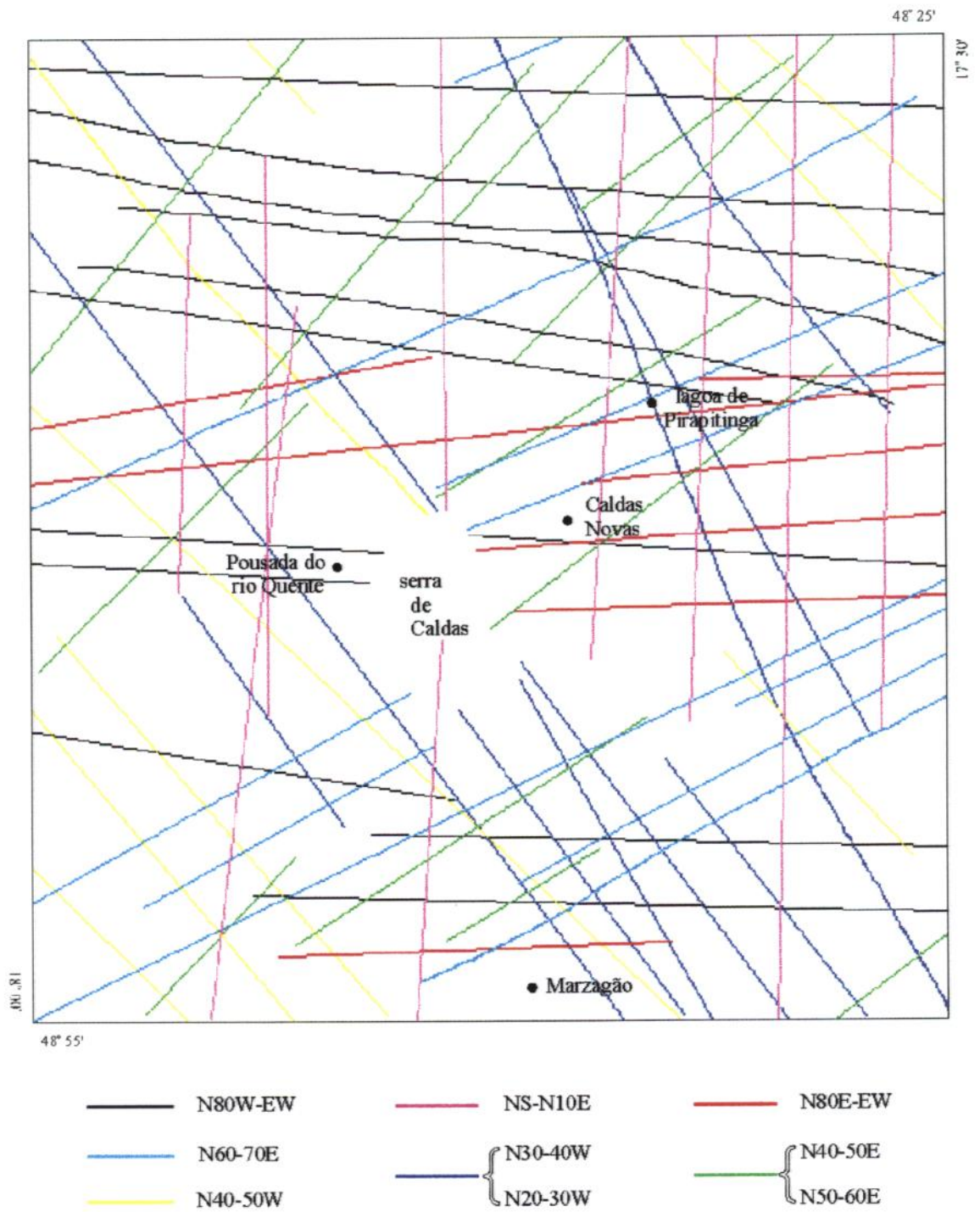


Fig. 4.8 - Mapa das direções principais dos lineamentos estruturais.

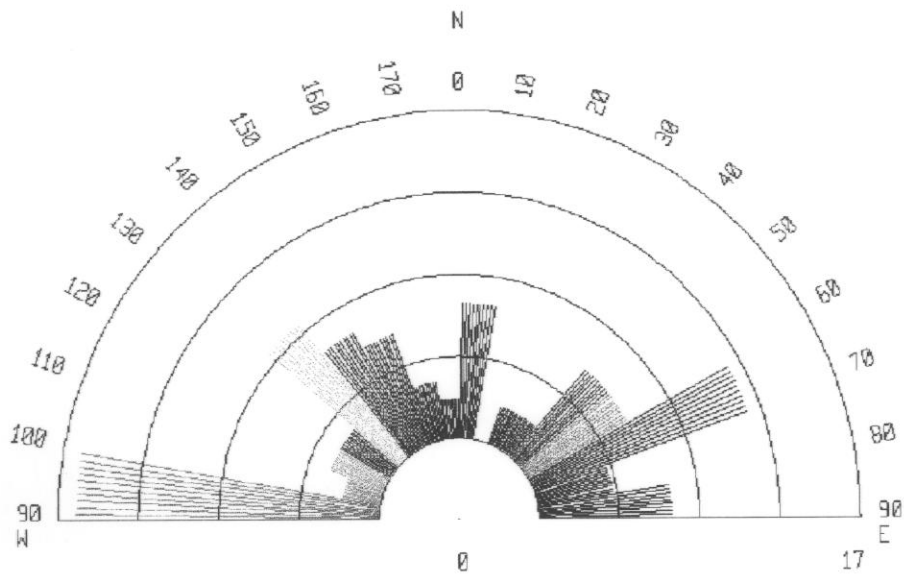


Fig. 4.9 - Diagrama de rosetas dos lineamentos estruturais.

O correlacionamento das direções estruturais principais dos sistemas de lineamentos, com o modelo de deformação adotado para a área de estudo, mostra as seguintes correspondências:

- o sistema N80W-EW corresponde à zonas de cisalhamento R, de caráter sinistral;
- os sistemas N20-30W e N30-40W correspondem à zonas de cisalhamento P (sinistrais);
- o sistema N40-50W corresponde à zonas de cisalhamento Y, paralelas à zona de cisalhamento principal e com caráter sinistral;
- o sistema N80E-EW corresponde à zonas de cisalhamento T (normais);
- os sistemas N40-50E e N50-60E correspondem à zonas de cisalhamento R' (destrais);

- o sistema N60-70E corresponde à zonas de cisalhamento X (destrais ou sinistrais);
- o sistema NS-N10E corresponde aos empurrões.

4.3 - MAPA DE TRAÇOS DE ZONAS DE JUNTAS

Os conjuntos de zonas de juntas identificados na imagem orbital e representados no mapa de traços de zonas de juntas (Figura 4.10), podem ser classificados por sua orientação e frequência.

Esse mapa é produto da digitalização em um SGI (Sistema de Informações Geográficas), dos 15.025 traços de zonas de juntas obtidos da imagem orbital.

A análise desse mapa através da elaboração de um diagrama de rosetas para toda a área (Figura 4.11), mostra que o sistema dominante de fraturamento apresenta um padrão de direção para NW, havendo uma maior concentração no intervalo N20-50W.

Isso fica evidenciado através de uma filtragem em duas direções preferenciais de fraturamento, resultando nos mapas visualizados nas Figuras 4.12 e 4.13, que mostram, respectivamente, os traços de zonas de juntas nas direções NW e NE. Nestes mapas, observa-se que a frequência dos traços é mais intensa na direção NW do que na NE.

O predomínio das feições na direção NW, está provavelmente correlacionado ao padrão da tectônica dúctil-rúptil que se desenvolveu na região e que pode ser evidenciado nas imagens, onde se verificam os padrões estruturais seguindo uma tendência para NW. Estes padrões são marcados pelos esforços compressivos (σ_1), com sentido

oriental, que originaram a zona de cisalhamento de caráter sinistral.



Fig. 4.10 - Mapa de traços de zonas de juntas.

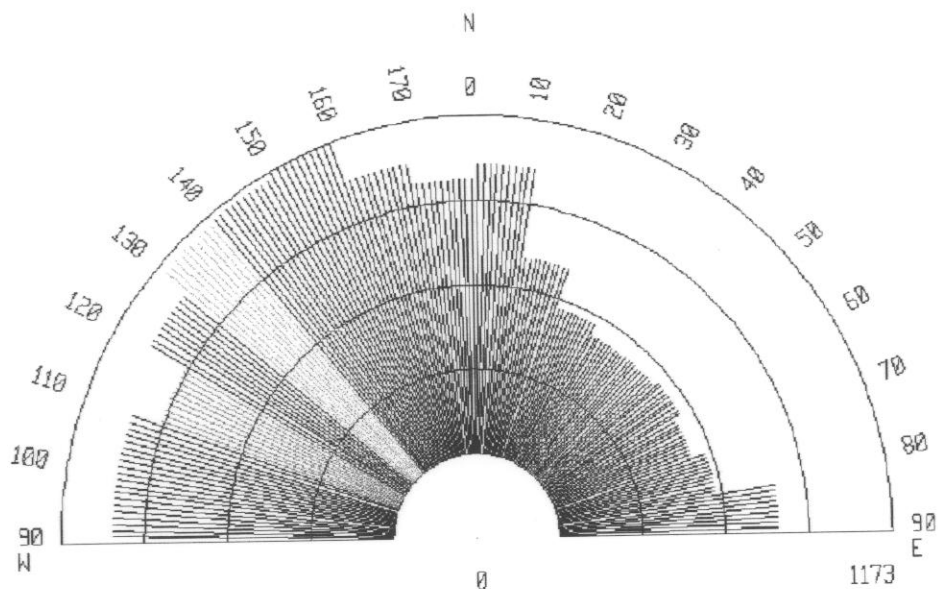


Fig. 4.11 - Diagrama de rosetas dos traços de zonas de juntas.

Desta forma, segundo o modelo tectônico adotado para a área de estudo, o padrão das direções preferenciais de fraturamento estaria correlacionado aos sistemas de fraturamento de direção NW ou seja, R, P e Y.

Em relação aos trabalhos de campo, foram tiradas 945 medidas de juntas, o que possibilitou a confecção do diagrama de rosetas mostrado na figura 4.14.

A disposição desse diagrama mostra uma direção preferencial das juntas para NS-N20W, o que pode ser explicado pela predominância das feições estruturais de direção NS na região em foi realizada a etapa de campo (borda norte da serra de Caldas, perfil da estrada Caldas Novas/Morrinhos, área urbana da cidade de Caldas Novas, lagoa de Pirapitinga e perfil da estrada Caldas Novas/Ipameri).

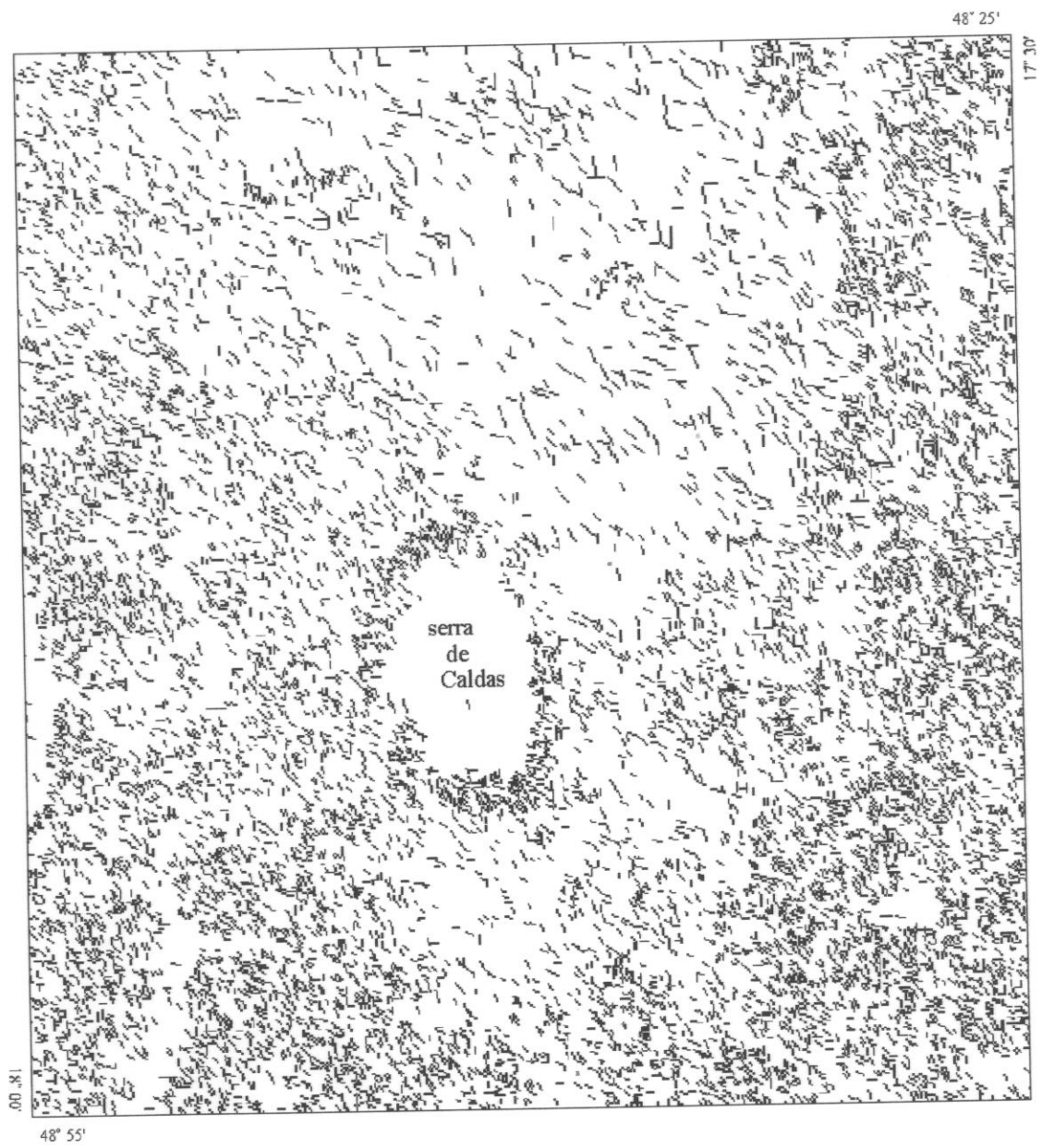


Fig. 4.12 - Mapa de traços de zonas de juntas na direção NW.



Fig. 4.13 - Mapa de traços de zonas de juntas na direção NE.

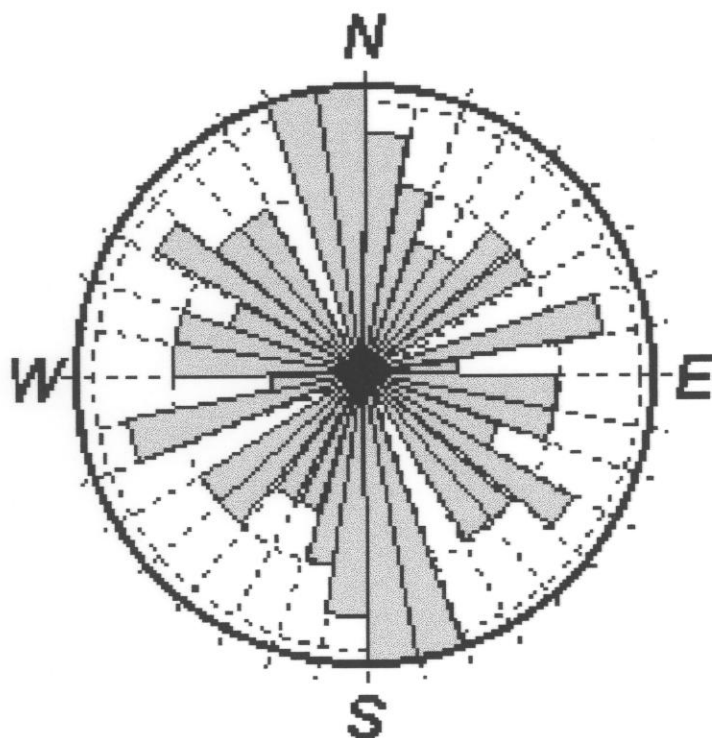


Fig. 4.14 - Diagrama de rosetas das juntas medidas em campo.

4.3.1 - MAPA DE ISOFREQUÊNCIA DE ZONAS DE JUNTAS

A análise estatística dos traços de zonas de juntas, computando-se os 15.025 traços digitalizados no SGI, permitiu a confecção do mapa de isofrequência de zonas de juntas (Figura 4.15).

Para melhor caracterização e visualização das regiões de isofrequência, foram plotados os contornos separando campos com diferentes frequências de fraturas, sendo estes definidos em dez classes distintas: (0 - 6,8%; 6,8 - 13,7%; 13,7 - 20,5%; 20,5 - 27,4%; 27,4 - 34,2%; 34,2 - 41,1%; 41,1 - 51,4%; 51,4 - 61,6%; 61,6 - 75,3%; >75,3%).

O mapa resultante mostra áreas similares em relação à frequência de fraturas e sua distribuição em direções específicas, que foram analisadas por seu índice de frequência e eixos principais.

Em termos quantitativos, considerou-se como áreas de alta frequência de juntas, aquelas de valores acima de 51,4%, sendo as restantes classificadas como de baixa frequência (0 a 20,5%) e média frequência (20,5 a 51,4%).

Verifica-se então, que as áreas de alta frequência apresentam-se geralmente alongadas, principalmente na direção NS, como pode ser observado na parte leste e sudoeste da área e também na direção EW, na porção sul da área de estudo.

Essas áreas coincidem com regiões tectonicamente movimentadas, onde predominam rochas de composição mais quartzítica que, por seu caráter de ruptibilidade elevada em relação às rochas eminentemente xistosas, favorecem o aparecimento de maior número de fraturas.

Em termos hidrogeológicos, as áreas de alta frequência favorecem a permeabilidade das rochas, representando áreas importantes para a recarga de aquíferos, com o conseqüente fluxo e acúmulo da água subterrânea.

As mais altas frequências ocorrem justamente na região leste da área de estudo, sendo esta região, conseqüentemente, a mais favorável à função de recarga dos aquíferos.

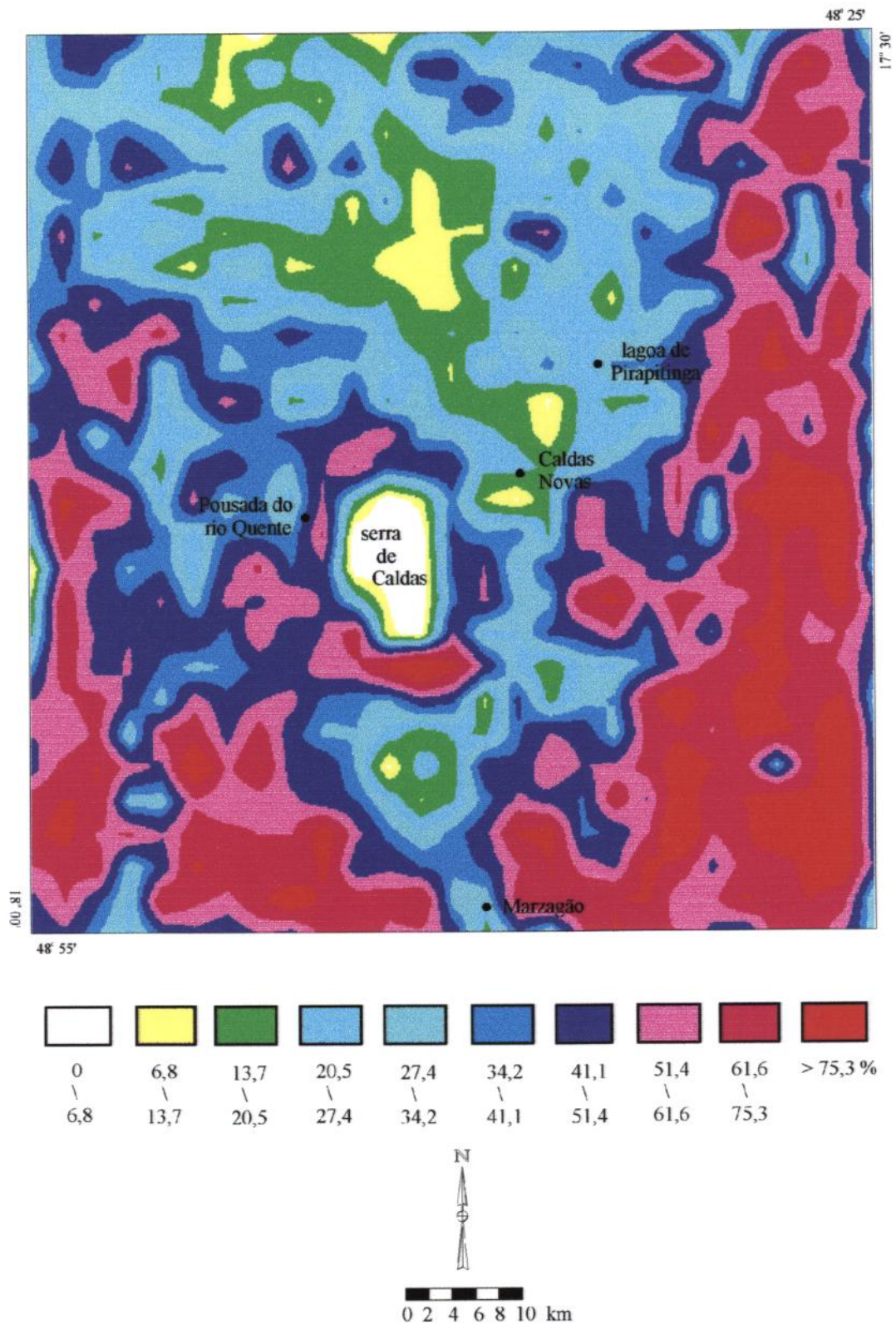


Fig. 4.15 - Mapa de isofrequência de zonas de juntas.

4.3.2 - MAPA DE EIXOS DE MÁXIMOS E MÍNIMOS DE ZONAS DE JUNTAS

No presente mapa (Figura 4.16), os eixos das áreas de isofrequência de zonas de juntas mostram as direções principais de controle dos sistemas de fraturas dominantes.

Analizando o mapa, verifica-se em toda a área, que os trends dos eixos tanto de máxima como de mínima se dão preferencialmente para NS. Secundariamente, desenvolve-se um sistema para EW, ocorrendo ainda em menor quantidade eixos de direção NE e NW.

Reportando ao trabalho de Ribeiro (1994), fica evidenciado que essas direções NS, EW, NW e NE, constituem-se em direções antigas de fraqueza que controlaram paleogeográfica, sedimentológica e tectonicamente a região.

O sistema NS representaria então a direção de máximo esforço (σ_1) pretérita, que estaria correlacionada a esforços de tração com as mesmas direções dos rifts (NS) que originaram as subsidências onde se depositaram os sedimentos.

O desenvolvimento do último evento compressivo que atuou na região, com uma direção de máximo esforço (σ_1) em torno de N80E e que foi responsável pela origem das zonas de fraqueza atuais, favoreceu o aparecimento de falhas e zonas de cisalhamento marcantes nas antigas linhas de fraqueza de direção EW, sendo estas estruturas de grande importância do ponto de vista hidrogeológico, como será visto posteriormente nos Itens 4.4 e 4.5.

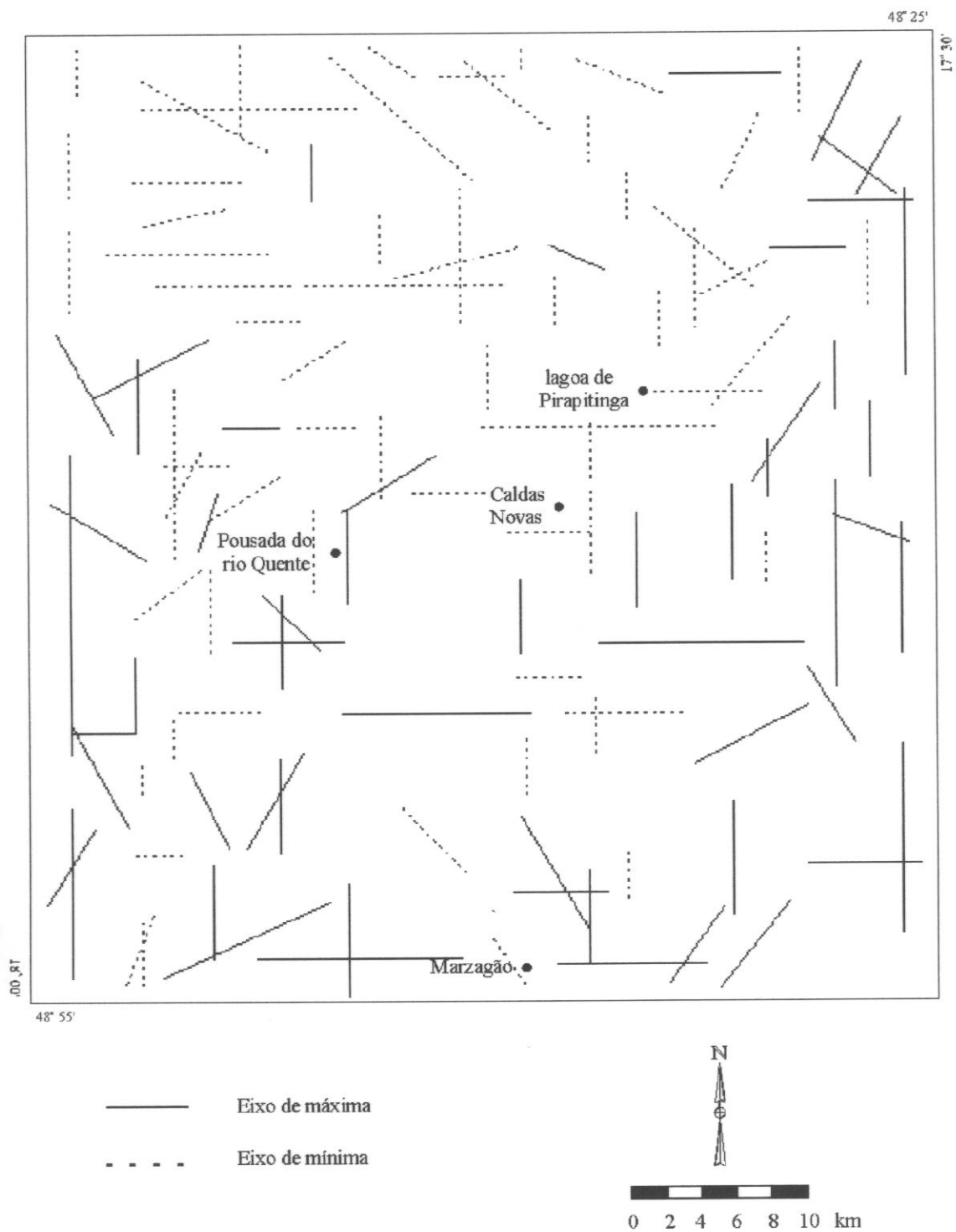


Fig. 4.16 - Mapa de eixos de máximos e mínimos de zonas de juntas.

4.4 - MAPA MORFOESTRUTURAL

O mapa de morfoestruturas (Figura 4.17), como descrito na metodologia, foi elaborado basicamente a partir de uma análise integrada dos lineamentos principais associados às feições estruturadas de formas anelar, radial e assimétrica da rede de drenagem.

Na área de estudo, que se apresenta intensamente fraturada e onde predominam rochas cristalinas metamórficas que sofreram movimentação vertical e direcional por esforços compressivos e distensivos, as linhas de contorno estrutural não cotadas são delineadas utilizando a assimetria da rede de drenagem em relação aos limites dos blocos.

Esses blocos podem ser identificados como compartimentos tectono-estruturais, normalmente delimitados por grandes lineamentos estruturais, que representam linhas de fraqueza impostas por fraturamentos regionais.

Desta forma, as feições de assimetria da rede de drenagem podem estar relacionadas aos mergulhos dos estratos e/ou ao basculamento dos blocos, representando dobramentos flexurais que configuram feições estruturais positivas e negativas (altos e baixos estruturais, respectivamente).

Este fato pode ser evidenciado em campo, sendo registrado pela Figura 4.6, que mostra em escala de afloramento, movimentos direcionais condicionados e limitados por descontinuidades estruturais.

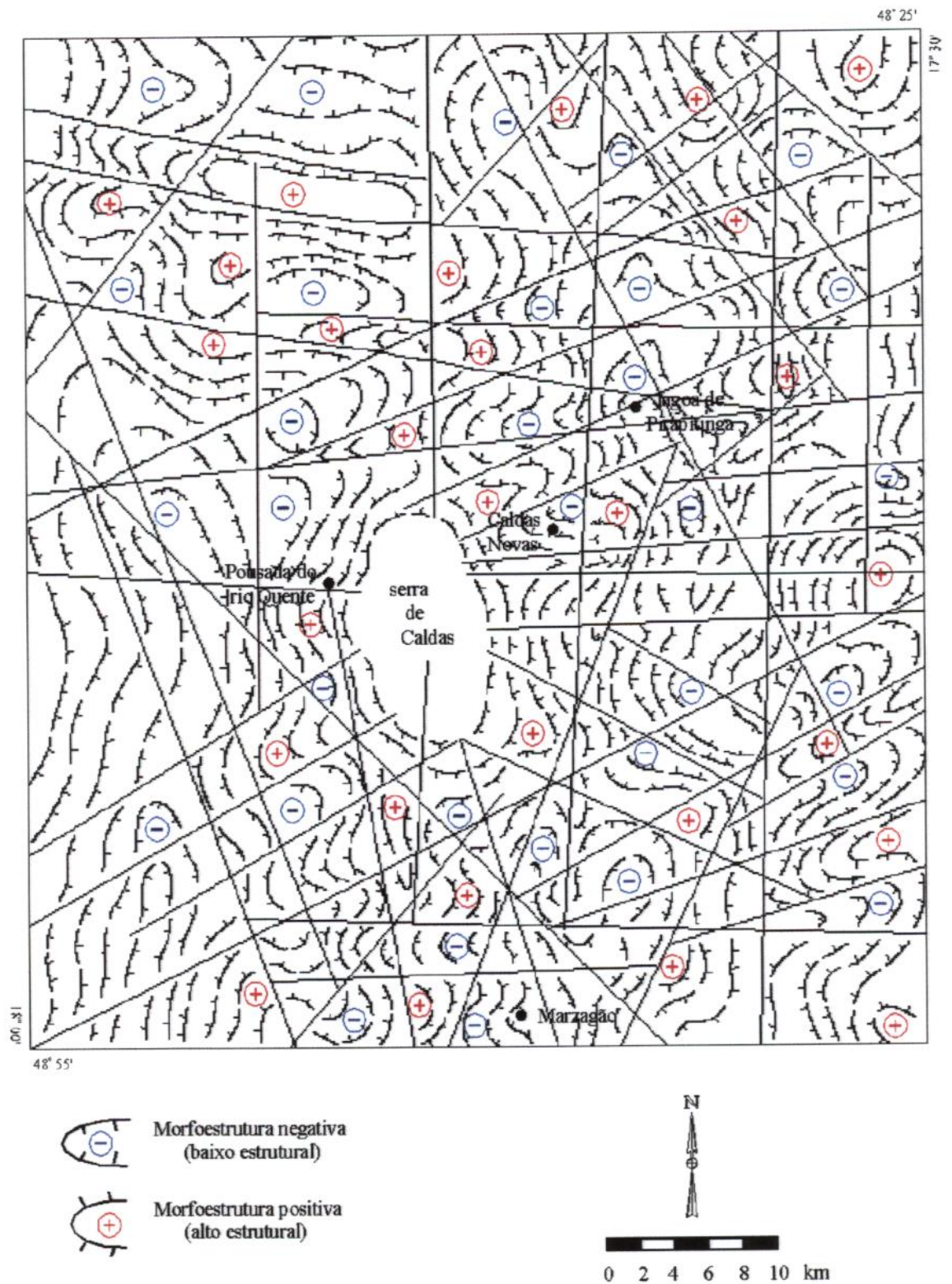


Fig. 4.17 - Mapa morfoestrutural.

Uma análise do mapa morfoestrutural, permite denotar algumas evidências, sejam elas:

- a estruturação geral da área de estudo, seguindo a configuração morfoestrutural, possui uma tendência NS ao sul, sendo que a partir da porção média da serra de Caldas, para norte, as linhas morfoestruturais sofrem ligeira inflexão para NW, seguindo uma direção aproximada N30W acompanhando os lineamentos nesta direção. No canto superior NW da área, as morfoestruturas aparecem alongadas, com direção EW, seguindo ligeiramente os lineamento de direção N80W;
- complementando o que se observou anteriormente, as morfoestruturas apresentam nos seus fechamentos, uma inflexão para NW, principalmente ao norte da área, devida à zona de cisalhamento de caráter sinistral e direção aproximada EW que ocorre nesta região;
- de um modo geral, as morfoestruturas estão condicionadas a um padrão marcado por altos e baixos estruturais intercalados, com suas formas e direções orientadas segundo as variações dos lineamentos presentes, que delimitam os limites dos blocos;
- na porção sudoeste da área, uma extensa morfoestrutura de forma alongada e direção NS, sofre ligeira inflexão para NW a partir da altura da Pousada do rio Quente, influenciada pelo deslocamento sinistral das estruturas que condicionam sua forma. Esta morfoestrutura

acompanha o traçado do rio Piracanjuba, que por sua vez está condicionado às linhas de fraqueza de direção NW e NS que atravessam a área na região;

- a SSE da serra de Caldas, verifica-se uma morfoestrutura negativa (baixo estrutural) de grande dimensão e forma ligeiramente circular a ovalada, com o eixo maior na direção N30E. Tomando-se como base o princípio que as anomalias morfoestruturais refletem fenômenos estruturais em subsuperfície, esta morfoestrutura corresponderia à depressão (zona de deficiência de massa) mostrada na Figura 3.6, referente ao mapa de anomalias gravimétricas de Haralyi (1978);
- no limite leste da área, em sua porção central, verifica-se uma feição positiva (alto estrutural) marcante, com forma ligeiramente circular e sustentada pelas serranias que ocorrem nesta parte da área. Seus limites correlacionam-se à lineamentos N80E-EW que cruzam a região até a serra de Caldas. Esta morfoestrutura tem grande importância na função de recarga do aquífero de Caldas Novas e Pousada do rio Quente, como será visto em seguida no Item 4.5.1.3, referente à integração dos dados;
- na porção nordeste da área, as linhas morfoestruturais indicam uma feição negativa extensa e alongada, com o eixo maior aproximadamente orientado para N30W. Esta morfoestrutura, que possui seus limites longitudinais entre a borda norte da serra de Caldas e as serranias situadas a leste da área de

estudo, vai-se fechando em direção ao ribeirão Pirapitinga, tendo ao centro a lagoa homônima. Em relação à área da lagoa de Pirapitinga, as condições morfoestruturais e sua correspondente área de recarga, são semelhantes às encontradas nas áreas da cidade de Caldas Novas e Pousada do rio Quente, como será também abordado com mais detalhes no Item 4.5.1.3, referente à integração dos dados.

4.5 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS

A análise e interpretação individual de cada produto gerado, permitiu tirar conclusões específicas de cada tema abordado, tendo em vista o assunto do presente estudo: o aquífero termal de Caldas Novas.

Observando os fatores que influenciam no comportamento da água subterrânea, verifica-se que a interação entre estes pode definir de forma mais precisa o controle do sistema aquífero da região.

Assim, tendo-se como base o mapa morfoestrutural, que é considerado de importância fundamental no controle do sistema aquífero, foram elaborados mapas em que são mostrados a sua integração com outros temas, como o cruzamento com os mapas de localização dos poços perfurados, de resíduos termais e de isofrequência de zonas de juntas, todos envolvendo a área total de estudo.

Da mesma forma, foram realizados estudos de detalhe na cidade de Caldas Novas, envolvendo a elaboração e o cruzamento do mapa morfoestrutural com os de localização dos poços, de resíduos termais e de isovazões, todos na escala 1:15.000.

4.5.1 - ÁREA DE ESTUDO (1:100.000)

4.5.1.1 - MAPA MORFOESTRUTURAL X MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS

O cruzamento do mapa morfoestrutural com o de localização dos poços tubulares, mostra que os principais locais de ocorrência da água termal, ou seja, cidade de Caldas Novas, Pousada do rio Quente e lagoa de Pirapitinga, estão localizados em anomalias cujas feições morfoestruturais indicam baixos estruturais (Figura 4.18).

As morfoestruturas negativas ou baixos estruturais, representam dobramentos flexurais em forma de depressões e são limitadas por linhas de contorno estrutural não cotadas, tendo como limites as linhas de fraqueza. Por suas características estruturais, podem ser consideradas como as feições mais favoráveis ao armazenamento da água subterrânea.

4.5.1.2 - MAPA MORFOESTRUTURAL X MAPA DE RESÍDUOS TERMAIS

Este item, aborda uma análise do mapa morfoestrutural sobreposto ao mapa de anomalias termais elaborado no trabalho de Veneziani e Anjos (1976), na escala 1:120.000.

Assim, verifica-se que a maior parte da área compreendida pelo mapa de anomalias termais apresenta-se como anômolamente positiva, incluindo neste caso as áreas conhecidas com ocorrências de surgências e poços termais, como a Pousada do rio Quente, cidade de Caldas Novas e lagoa de Pirapitinga.

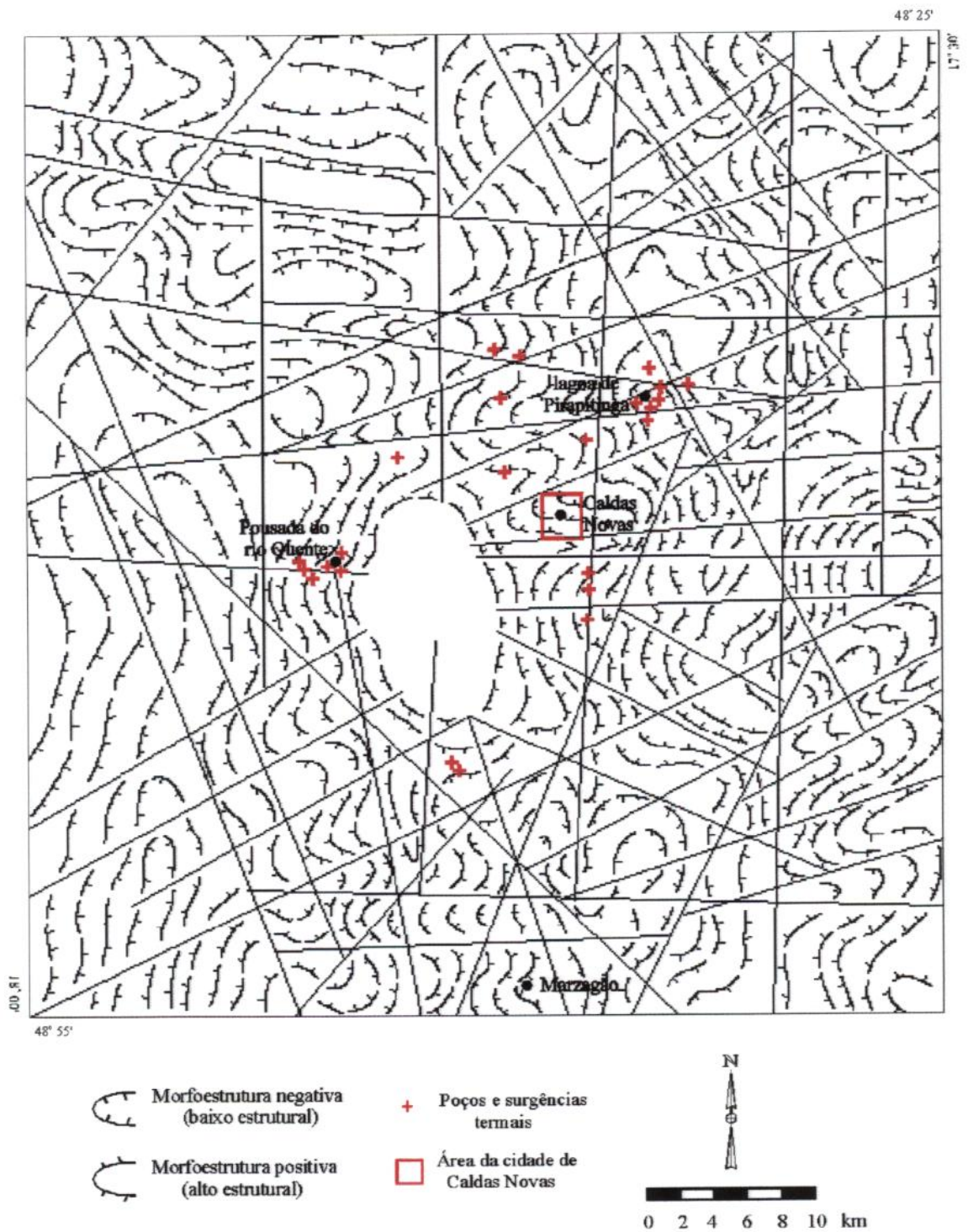


Fig.4.18 - Mapa morfoestrutural x mapa de localização dos poços.

Uma análise do mapa da Figura 4.19, mostra que as áreas de anomalias positivas com maiores intensidades (anomalias positivas de média e alta potencialidade), encontram-se nas regiões da Pousada do rio Quente, lagoa de Pirapitinga, córrego Tucum e a noroeste e sudoeste da serra de Caldas.

Nessas áreas específicas, as anomalias apresentam-se de um modo geral, com formas alongadas segundo as seguintes direções preferenciais:

- Pousada do rio Quente → N50-60E;
- lagoa de Pirapitinga → N40-50W;
- córrego Tucum → N40-50E, N80E-EW;
- noroeste da serra de Caldas → NS-N10E, N40-50E;
- sudoeste da serra de Caldas → N40-50W.

Desta forma, pode-se dizer que essas cinco direções (N40-50E, N50-60E, NS-N10E, N80E-EW e N40-50W), estariam associadas a um controle da distribuição das águas termais, haja vista também que estas direções principais das anomalias termais seguem as orientações de algumas linhas de fraqueza específicas, como pode ser verificado no mapa de lineamentos mostrado na Figura 4.8.

Por outro lado, de um modo geral, verifica-se que a forma das anomalias seguem o delineamento das linhas de contorno das morfoestruturas locais, podendo este ser também um indicativo do comportamento do aquífero subterrâneo.

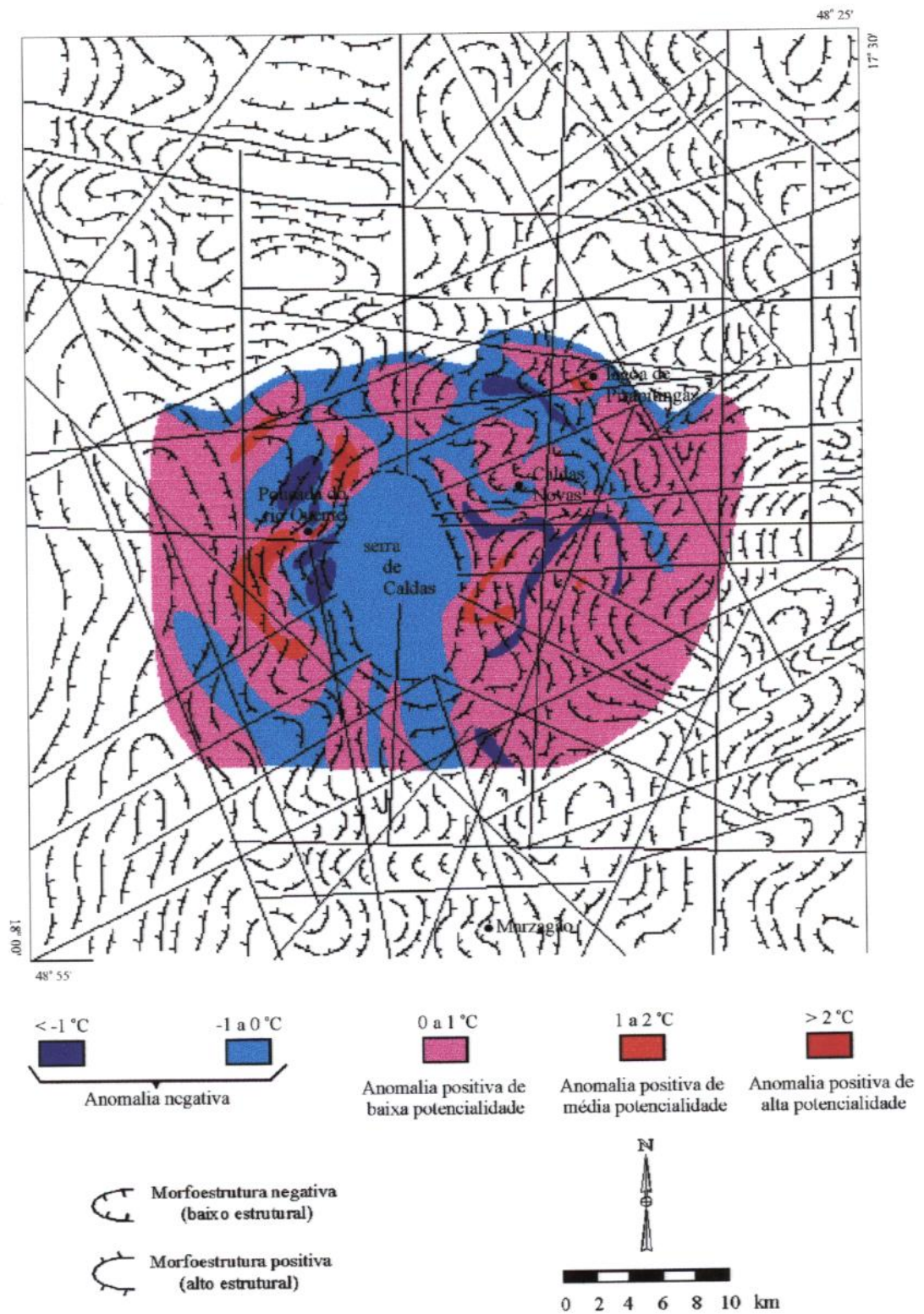


Fig. 4.19 - Mapa morfoestrutural x mapa de resíduos termiais.

4.5.1.3 - MAPA MORFOESTRUTURAL X MAPA DE ISOFREQUÊNCIA DE ZONAS DE JUNTAS

A análise desse mapa (Figura 4.20), permite visualizar de forma mais acurada, o que foi comentado nas análises do mapa de isofrequência de zonas de juntas (Item 4.3.1) e do mapa morfoestrutural (Item 4.4).

Assim, em referência às principais áreas de ocorrência de águas termais, temos que:

- as áreas de Caldas Novas e Pousada do rio Quente encontram-se em zonas dominadas por morfoestruturas negativas (baixos estruturais);
- a região que pode funcionar como recarga do aquífero que abastece essas áreas, estaria associada a uma morfoestrutura positiva de forma ligeiramente circular que ocorre a leste da serra de Caldas, no limite da área de estudo, haja vista as seguintes condições:
 - ⇒ os limites latitudinais dessa morfoestrutura estão associados a lineamentos N80E-EW, que se estendem até os limites da serra de Caldas;
 - ⇒ os lineamentos N80E-EW estão relacionados, segundo o modelo tectônico adotado para a área de estudo, aos fraturamentos T. Estes são fraturamentos de caráter normal, podendo, se houver continuidade das fraturas, corresponder a grandes aberturas em profundidade e servir portanto, de condutores da água para abastecimento do aquífero subterrâneo;

- ⇒ a região encontra-se em uma zona de alta frequência de zonas de juntas, o que corresponde a uma alta favorabilidade para infiltração e circulação da água subterrânea;
- ⇒ os lineamentos N80E-EW cruzam ainda o rio Corumbá, que se constitui na mais volumosa drenagem da região e que pode, nesta situação, funcionar também como ponto de recarga do aquífero;
- em relação à área da lagoa de Pirapitinga, as suas características são ligeiramente similares às encontradas nas áreas descritas anteriormente, ou seja:
 - ⇒ a área da lagoa situa-se em uma feição morfoestrutural negativa (baixo estrutural);
 - ⇒ os lineamentos N80E-EW fazem uma ligação com zonas de alta frequência de fraturas situadas em áreas de feições morfoestruturais positivas (altos estruturais), nas serranias situadas a leste da lagoa de Pirapitinga;
 - ⇒ os lineamentos N80E-EW cruzam, da mesma forma, o rio Corumbá.

Em termos de captação da água subterrânea, uma área de recarga secundária pode ser ainda associada à região da serra de Caldas.

Apesar de não se observarem indícios de fraturamentos no local, em função das características geológicas dessa formação, a sua feição topográfica planar

no topo, formada por uma cobertura sedimentar arenosa detrito-laterítica, permite um alto índice de infiltração das águas intempéricas.

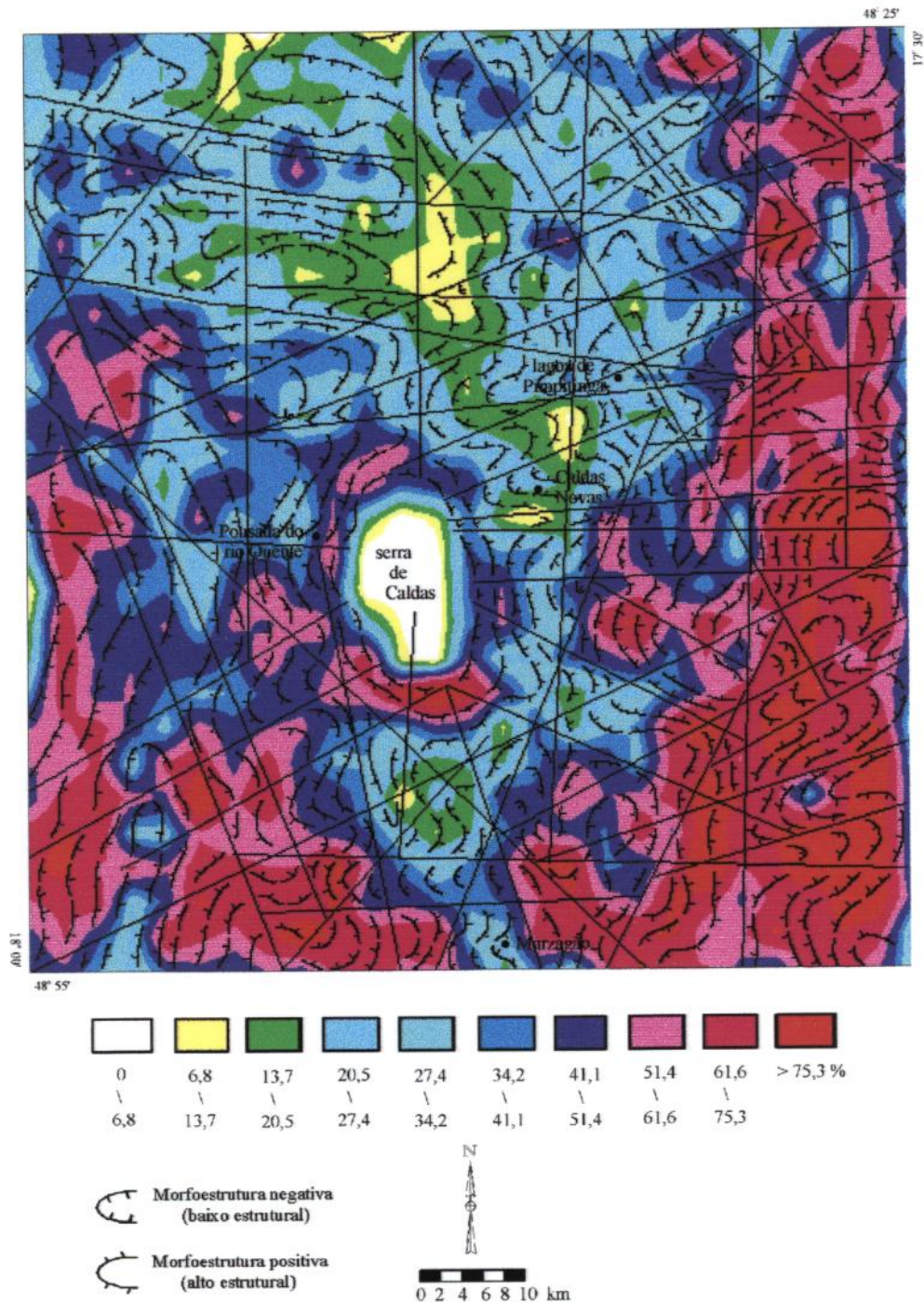


Fig. 4.20 - Mapa morfoestrutural x mapa de isofrequência de zonas de juntas.

A estrutura geológica que define a serra de Caldas, ou seja, um alto estrutural/topográfico com eixo maior NNW/SSE, condiciona que, de um modo geral, o sentido do fluxo d'água subterrâneo deva ser direcionado ao centro da morfoestrutura principal da lagoa de Pirapitinga, a nordeste ou ainda em direção às morfoestruturas de Caldas Novas, a leste e Pousada do rio Quente, a oeste.

4.5.2 - ÁREA DA CIDADE DE CALDAS NOVAS (1:15.000)

A cidade de Caldas Novas foi escolhida para este estudo de detalhamento, em função do nível de informações que se dispunha, como os dados sobre 64 poços tubulares perfurados e a análise de uma pesquisa geotermométrica de detalhe.

A localização desses poços em relação à área urbana de Caldas Novas pode ser visualizado na Figura 3.12.

Desta forma, foi elaborado inicialmente o mapa morfoestrutural (Figura 4.21), segundo os critérios descritos na metodologia.

Fazendo-se uma análise desse mapa, verifica-se que as morfoestruturas apresentam um padrão intercalado de altos e baixos estruturais, seguindo uma orientação ligeiramente para EW.

Apesar de não serem identificadas as linhas de fraqueza que limitariam as morfoestruturas, o padrão estrutural local pode estar condicionado às direções preferenciais N80E-EW, N60-70E e NS-N10E, tomando-se como referência as feições lineares de drenagem mais marcantes que se verificam no mapa.

Essas direções correspondem à direções de lineamentos evidenciados na área de estudo (escala 1:100.000) e estão em conformidade com o modelo estrutural adotado.

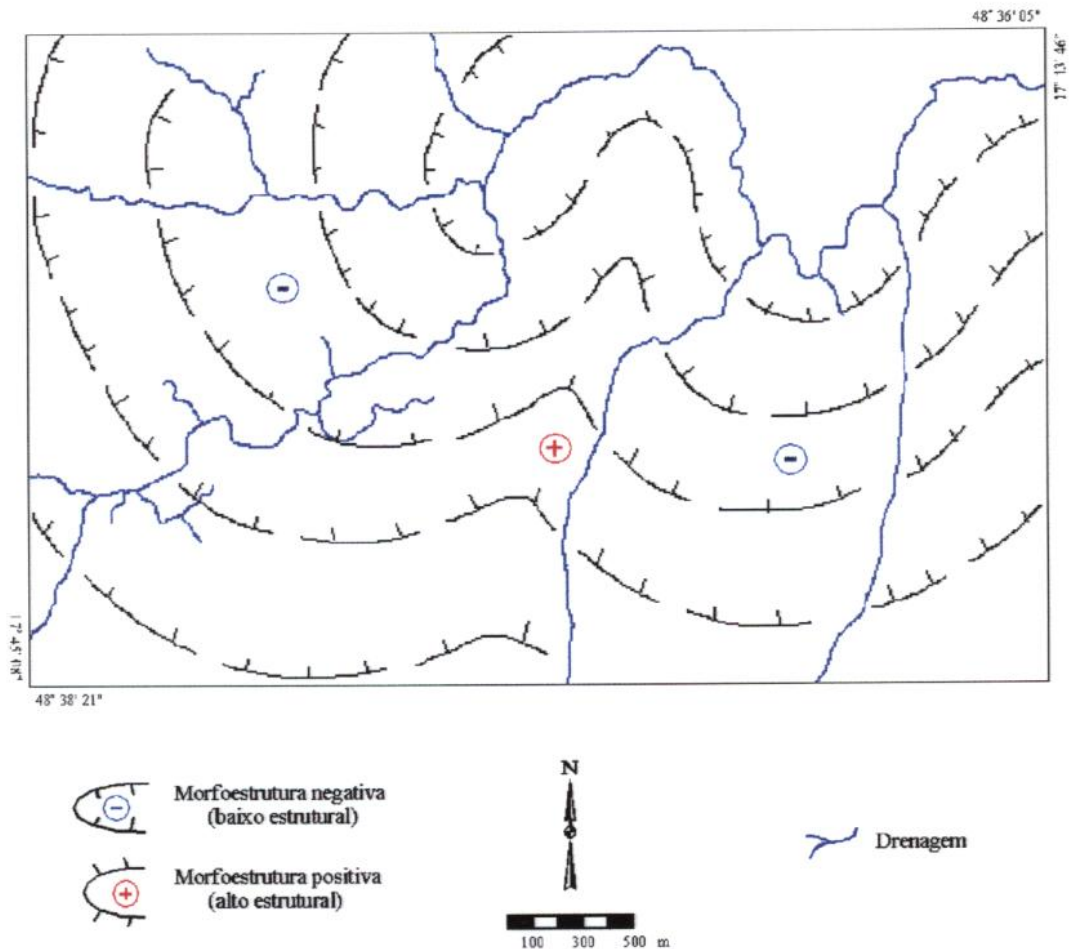


Fig. 4.21 - Mapa morfoestrutural.

4.5.2.1 - MAPA MORFOESTRUTURAL X MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS

Plotando-se os poços tubulares perfurados na área urbana da cidade de Caldas Novas sobre o mapa morfoestrutural (Figura 4.22), verifica-se que quase todos os poços estão inseridos em uma morfoestrutura negativa (baixo estrutural).

A distribuição dos poços segue, de um modo geral, a orientação da morfoestrutura principal, que situa-se em torno de N70E.

Essa direção de eixo maior da morfoestrutura, foi fornecida por uma composição das assimetrias das drenagens principais, que localmente estão orientadas para N80E-EW e N60-70E e estariam condicionando o delineamento das linhas estruturais.

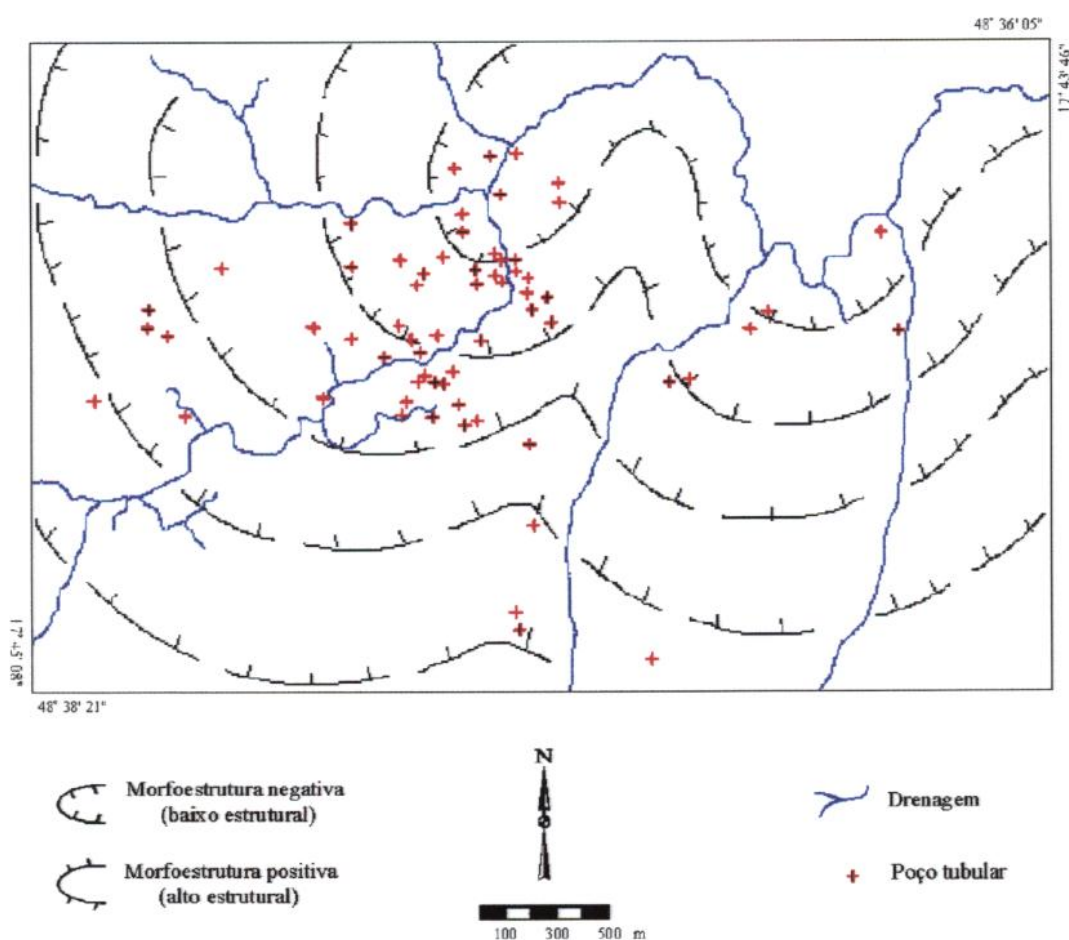


Fig. 4.22 - Mapa morfoestrutural x mapa de localização dos poços.

4.5.2.2 - MAPA MORFOESTRUTURAL X MAPA DE ISOVAZÕES

Na Tabela 3.2 pode-se verificar os dados referentes aos poços tubulares perfurados na área urbana de Caldas Novas, em termos de profundidade, vazão, temperatura, nível estático e nível dinâmico.

Seguindo-se as informações contidas nessa tabela, foram digitalizados em um SGI o posicionamento dos poços e suas devidas vazões, com a finalidade de se realizar um estudo do comportamento do aquífero termal baseado neste parâmetro.

Uma análise estatística a partir dos dados de vazões permitiu elaborar, no SGI, um mapa indicando as isolinhas de vazões para a área (Figura 4.23).

Os valores das vazões apresentam, no entanto, alguns valores discrepantes mesmo considerando poços localizados próximos uns dos outros. Isto se deve ao fato dos poços terem características distintas, principalmente em relação à profundidade atingida, perfil litológico e estruturas atravessadas.

Por esse motivo, o traçado do mapa de isolinhas de vazão foi considerado agrupando-se os seus valores médios.

Desta forma, elaborou-se um mapa de isovalores de vazões, sem, no entanto, estipular valores exatos, agrupando-se estes então, em 5 classes: muito baixa; baixa; média; alta e muito alta.

Uma análise desse mapa, associado ao mapa morfoestrutural, mostra que o comportamento dos poços em

relação às vazões segue uma tendência geral NS, com uma pequena variação para EW ao norte da área (Figura 4.24).

Essas duas direções correspondem, de acordo com o modelo tectônico adotado para a área, às linhas de fraqueza NS-N10E e N80E-EW.

Por outro lado, verifica-se que os maiores índices de vazão encontram-se na porção média da morfoestrutura onde se concentram os poços perfurados, diminuindo a medida que se caminha para suas bordas.

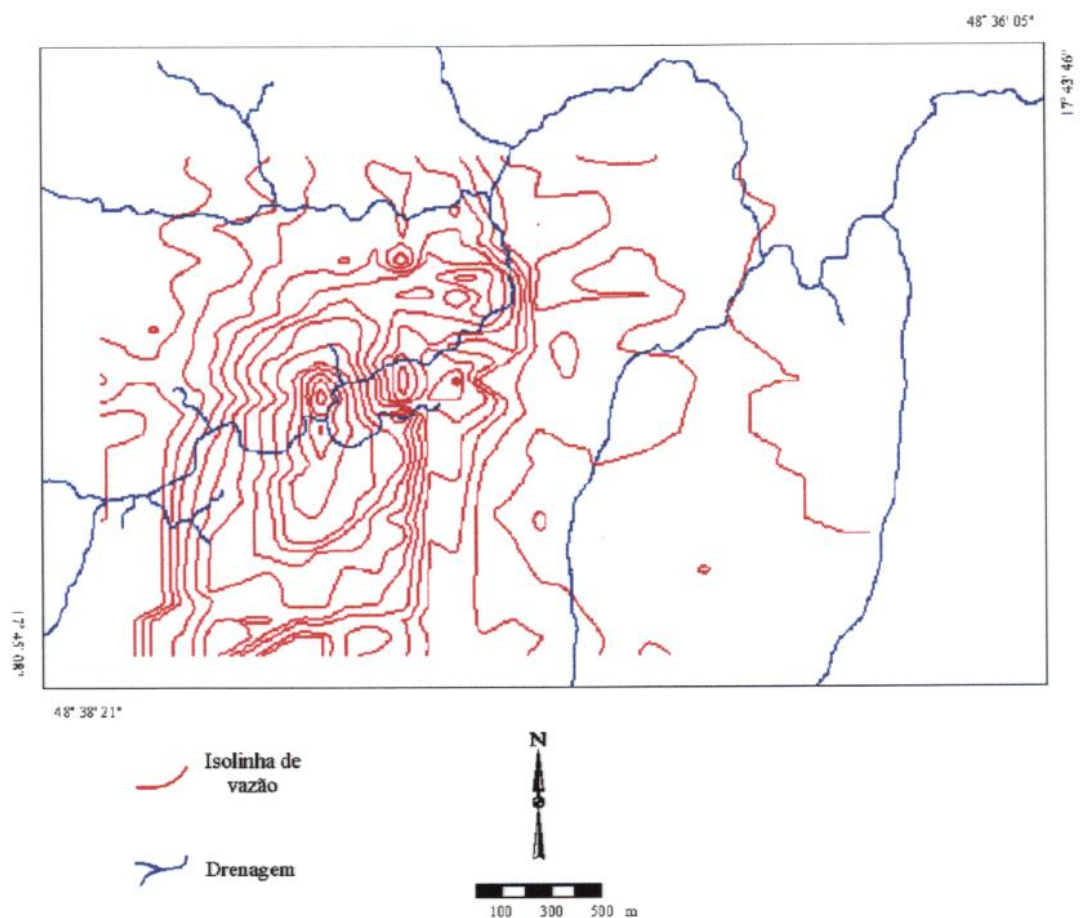


Fig. 4.23 - Mapa de isolinhas de vazão.

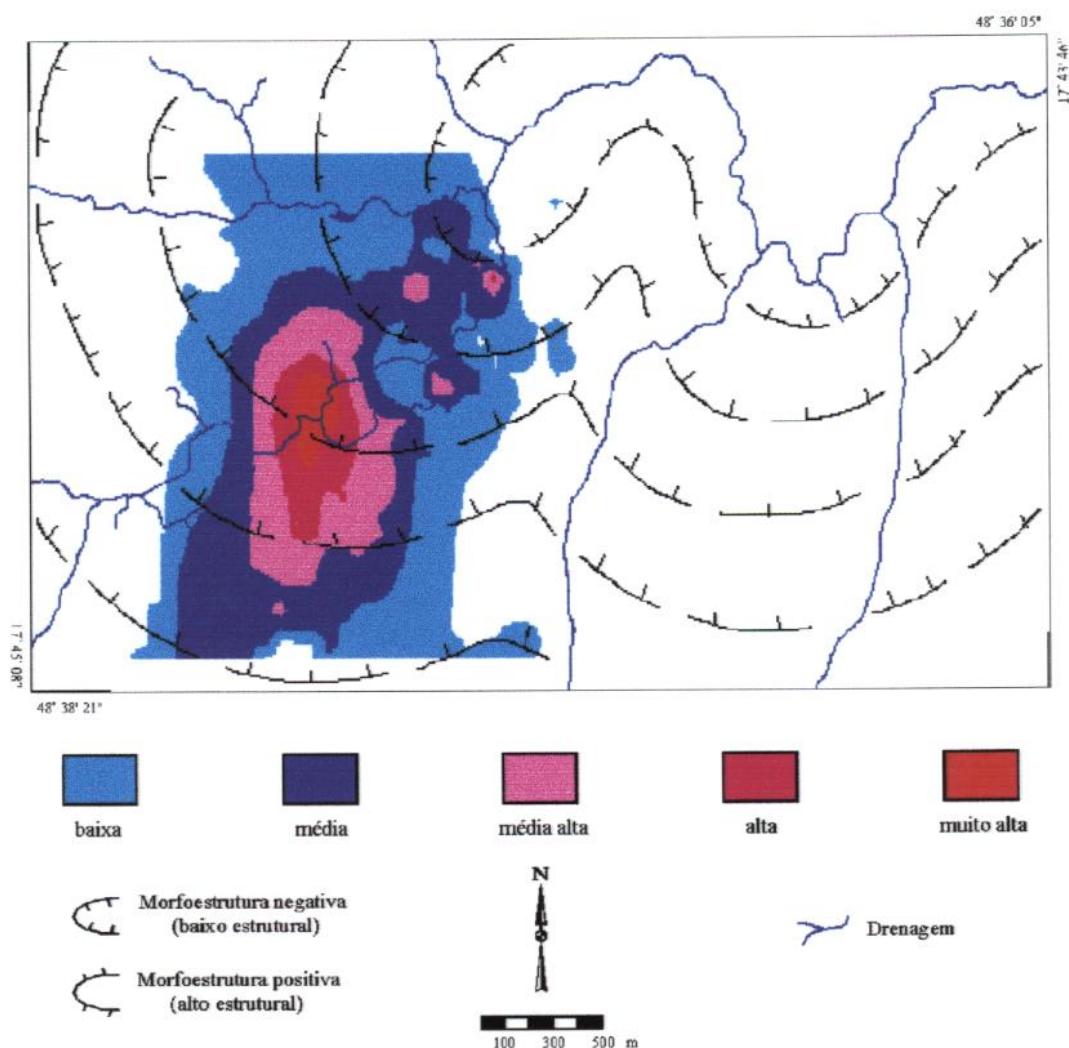


Fig. 4.24 - Mapa morfoestrutural x mapa de isovazões.

4.5.2.3 - MAPA MORFOESTRUTURAL X MAPA DE RESÍDUOS TERMAIS

Os trabalhos de detalhamento feitos por Veneziani e Anjos (1976) na área da anomalia geotermal de Caldas Novas, conduziu à elaboração do mapa de resíduos termais.

A metodologia adotada nesse detalhamento foi a mesma utilizada para a área total, diminuindo-se apenas o intervalo de amostragem.

O mapa de resíduos termais mostra os valores anômalos de temperatura, que foram definidos para efeito de visualização em 4 classes: anomalias negativas ($< 0^{\circ}\text{C}$); anomalias positivas de baixa potencialidade (0 a 1°C); anomalias positivas de média potencialidade (1 a 2°C) e anomalias positivas de alta potencialidade ($> 2^{\circ}\text{C}$).

Uma análise do mapa morfoestrutural sobreposto ao mapa de resíduos termais (Figura 4.25), permite identificar diversas zonas anômala-mente positivas, sendo que todas estas estão inclusas e acompanhando o desenho das morfoestruturas negativas.

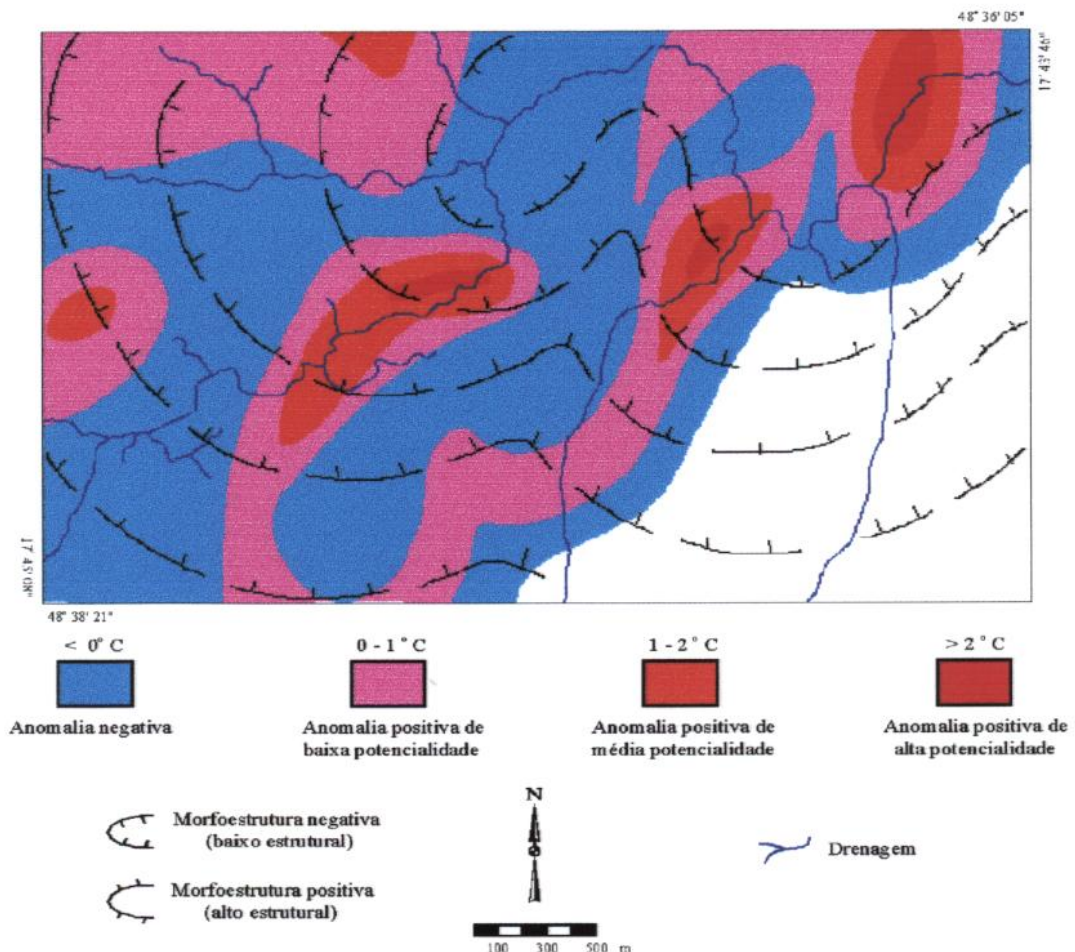


Fig. 4.25 - Mapa morfoestrutural x mapa de resíduos termais.

A tendência das anomalias positivas segue, de modo geral, um direcionamento para NE.

Essa direção geral pode ser resultado de uma composição de orientações locais, podendo a mesma ser desmembrada nas direções NS-N10E, N40-50E e N80E-EW, segundo o desenho dos eixos maiores das anomalias termais.

As direções NS-N10E, N40-50E e N80E-EW, estão então, condicionando o comportamento do aquífero termal subterrâneo, já que correspondem a lineamentos identificados na área de estudo, associados ao modelo tectônico adotado.

Fazendo-se uma comparação entre o mapa de resíduos termais e o mapa de isovazões mostrado na Figura 4.24, verifica-se que o comportamento das mais altas vazões registradas nos poços tubulares, estão de acordo com o desenho da anomalia positiva de média e alta potencialidade visualizada no centro da área.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

O estudo do controle hidrogeológico do aquífero termal da região de Caldas Novas-GO, baseou-se nas informações obtidas através de trabalhos de fotointerpretação das imagens orbitais TM-Landsat, sendo estas informações integradas com dados pré-existentes sobre o referido aquífero e com trabalhos de campo.

Desta forma, foi elaborado um mapa de traços de zonas de juntas, que permitiu evidenciar a predominância das feições na direção NW, respondendo ao máximo esforço compressivo (σ_1) de sentido N80E, atuante na região já em condições de ruptibilidade.

A análise estatística desses traços de zonas de juntas, permitiu visualizar áreas de alta frequência de fraturas que favoreciam a permeabilidade das rochas, significando áreas importantes na função de recarga dos aquíferos.

A análise dos eixos de máximo e mínimo de fraturamentos permitiu definir direções preferenciais (NS e EW), que representariam antigas direções de fraqueza.

A atuação do último evento compressivo (σ_1 = N80E), com eixo distensivo nesta direção e que foi responsável pelo surgimento das linhas de fraqueza atuais, induziu o aparecimento de zonas de cisalhamento expressivas, com prováveis aberturas significativas em subsuperfície nas antigas direções EW. Em termos hidrogeológicos, esta seria uma condição ideal para a formação de condutos para o fluxo da água subterrânea.

Com a elaboração e análise do mapa morfoestrutural, verificou-se que:

- a) a configuração morfoestrutural evidenciava uma direção geral NNW-SSE, respondendo ao movimento plástico de massas rochosas de W para E;
- b) os lineamentos estruturais delimitavam compartimentos tectono-estruturais representados por blocos escalonados segundo uma direção transversal à estruturação da área, sendo que o movimento de basculamento dos blocos gerou dobramentos flexurais que conferiam à área uma configuração geral de altos e baixos estruturais alternados;
- c) a configuração morfoestrutural das anomalias estruturais, que é influenciada pelo adernamento dos blocos, levou a uma tendência de se correlacionar os baixos estruturais à zonas de acúmulo da água subterrânea e os altos estruturais à zonas de recarga.

Os trabalhos de campo realizados na área de estudo, corroboraram as evidências diagnosticadas nos mapas elaborados, como pode ser exemplificado pela verificação, em campo, de estruturas de dimensões decimétricas em forma de domos e bacias, que foram afetadas por fraturamentos, gerando uma compartimentação em blocos basculados. A configuração destas estruturas evidencia o padrão regional de deformação, quando comparadas com as morfoestruturas identificadas na área de estudo.

A etapa de digitalização dos dados existentes em um Sistema de Informações Geográficas (SGI), permitiu a

integração e compatibilização de temas específicos, gerando os seguintes resultados:

- a) o cruzamento do mapa morfoestrutural com o de localização dos poços, indicou que as principais áreas de ocorrência das águas termais estão localizadas em baixos estruturais, sendo isto mostrado em escala de detalhe (1:15.000), na área urbana de Caldas Novas;
- b) o mapa de anomalias termais mostrou os eixos das anomalias de maior intensidade direcionados para N40-50E, N50-60E, NS-N10E, N80E-EW e N40-50W. Como essas direções dos eixos correspondem à direções de linhas de fraqueza identificadas na área de estudo e as anomalias termais abrangem áreas de ocorrência de poços termais (Pousada do rio Quente, lagoa de Pirapitinga, Caldas Novas), pode-se dizer que essas direções estariam controlando a distribuição das águas termais.

Por fim, uma análise do mapa de isofrequência de zonas de juntas sobreposto ao mapa morfoestrutural, permitiu concluir que, em referência ao controle dos aquíferos termais de Caldas Novas, Pousada do rio Quente e lagoa de Pirapitinga, as áreas de recarga desses aquíferos localizar-se-iam na porção leste da área de estudo, estando correlacionadas ao rio Corumbá e aos altos estruturais associados à áreas de ocorrência de alta frequência de zonas de juntas. As zonas de cisalhamento N80E-EW, funcionariam como condutos da água subterrânea para o abastecimento dos aquíferos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aliyev, A. Regional fracturing of the Pamirs and its metallogenetic significance. Doklady Earth Science Sections, 250 (4): 90-93, 1982.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. Provinciais estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8. Campina Grande, 1977. Atas. Recife, SBG/NNE, 1977, p. 363-391.
- Barbosa, O.; Baptista, M.D.; Dyer, R.C.; Braun, O.P.G.; Fratin, H.; Menegheso, G. Projeto Goiânia. Rio de Janeiro, PROSPEC/DNPM, (Relatório). 1970. 75 p.
- Barreto Filho, J.A.; Costa, J.F.G. Gravimetria na região de Caldas Novas. Goiânia, ELETROPROJETOS/CPRM, (Relatório). 9 p. 1980.
- Brasil. Ministério do Exército. Diretoria do Serviço Geográfico. (Brasil.ME.DSG). Caldas Novas (SE.22-X-D-V). Rio de Janeiro, 1973a. Mapa color. 60x70 cm. Escala 1:100.000.
- Brasil. Ministério do Exército. Diretoria do Serviço Geográfico. (Brasil.ME.DSG). Ipameri (SE.22-X-D-VI). Rio de Janeiro, 1973b. Mapa color. 60x70 cm. Escala 1:100.000.
- Braun, O.P.G. Geologia da área de Caldas Novas, Ipameri e arredores no estado de Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 24. Brasília. Anais. Brasília, SBG. 1970, p. 3-39.
- Bertachini, A.C. Estudo das características hidrogeológicas dos terrenos cristalinos sob clima úmido, na região de Jundiaí, em São Paulo. (Dissertação de Mestrado na Área de Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1987. 104 p.
- Campos, E.C.; Costa, J.F.G. Projeto estudo hidrogeológico da região de Caldas Novas. Goiânia, Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM / Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM. (Relatório Final). 1980.
- Cavalcante, I.N. Estudo hidrogeológico de terreno cristalino com manto de intemperismo - área piloto de Atibaia (SP). (Dissertação de Mestrado na Área de Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Univ. de São Paulo, São Paulo, 1990. 123 p.

Costa, W.D. Caracterização hidrogeológica do aquífero fissural no Estado do Rio Grande do Norte. Revista Água Subterrânea, 13: 21-35, ago. 1990.

_____. A hidrogeologia do cristalino à luz da mecânica das rochas. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 1., Recife, 1980. Anais. Recife, ABAS, 1980, v.1, p. 375-383.

_____. Curso de hidrogeologia do aquífero fissural. Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Recife, dez. 1994. 105p.

Crepani, E. Análise de fraturas através de imagens fotográficas de baixa resolução espacial: uma contribuição ao estudo da evolução tectônica da região da Chapada do Araripe. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 5., Natal, 1988. Anais. São José dos Campos, INPE/SELP, 1988, v.2, p. 366-380.

Davino, A. O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás. In: Simpósio Regional de Geologia, 2. Rio Claro, 1979. Atas. Rio Claro, SBG, 1979, v. 1, P. 87-100.

Drake Jr., A.A. The serra de Caldas window, Goiás. Geological Survey Professional Paper 1119-A, Washington, U.S. Government Printing Office (Tectonic studies in brasilian shield). 1980. 11 p.

Guy, M. Quelques principes e quelques experiences sur la methodologie de la photo-interpretation. In: Symposium International de Photo-Interpretation, 2., Paris, 1966 Acte. Paris, 1966, v.1, p. 2-41.

Haralyi, N.L.E. Carta gravimétrica do oeste de Minas Gerais, sudeste de Goiás e norte de São Paulo. (Tese de Doutorado) - Univ. de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1978. 135p.

Harding, T.P. Petroleum traps associated with wrench faults. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 7(58): 1290-1304. July 1974.

Hasui, Y.; Costa, J.B.S. Curso de zonas e cinturões de cisalhamento. Congresso Brasileiro de Geologia, 35., Belém, nov. 1988. Belém, SBG/UEPA, 86 p.

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). Geologia e Geomorfologia da região de Caldas Novas, GO. São Paulo, 1993. 75 p. (Relatório n 31858).

- Lacerda Filho, J.V. Geologia e esboço tectônico da Folha Goiânia - SE.22-X. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 5. Goiânia, 1995. Anais (Programa Resumos Expandidos). Goiânia, SBG, 1995, p. 160-165.
- Ladeira, E.A. Contribuição da geologia estrutural à pesquisa de águas subterrâneas em rochas fraturadas. Revista Águas Subterrâneas, 9: 7-34, dez. 1985.
- Larsson, I. Ground water in hard rocks. Stockholm - Cagliari, Ground Water in Hard Rocks, International Seminar, DLID/FE, Sep.-Oct. 1977. 40 p.
- Loczy, L.; Ladeira, E.A. Geologia estrutural e introdução à geotectônica. São Paulo, Edgar Blucher, 1976. 528 p.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Dardenne, M.A.; Teixeira, N.A. Dobramentos da borda oeste do Cráton do São Francisco. In: Rocha, A.J.D.; Misi, A.; Torquato, J.R.F.; Lima, O.A.L.; Costa, P.H.O. (eds.). Anais da reunião preparatória para o Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais-agosto 1977. SBG/NBA-SE, Publicação Especial nº 3. P. 155-204, 1978.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Danni, J.C.M.; Dardenne, M.A.; Loguércio, S.O.; Ramalho, R. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguaí-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (coords.). Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, escala 1:250000. Capítulo VI, p. 251-303. DNPM, Brasília. 1984.
- Mattos, J.T.; Balieiro, M.G.; Soares, P.S.; Barcellos, P.E.; Meneses, P.R.; Csordas, S.M. Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS-LANDSAT e radar para pesquisa de hidrocarbonetos no estado de São Paulo. São José dos Campos, INPE, 1982. 167 p. (INPE-2445-RTR/015).
- Nickelsen, R. P. Early jointing and cumulative fracture patterns. In: International Conference on the New Basement Tectonics, 1., Salt Lake City, UT, June 3-7, 1974. Proceedings. Salt Lake City, Utah Geological Association, 1974. p. 193-199.
- O'Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. Geological Society of America Bulletin. 87(10): 1463-1469, Oct. 1976.

Plicka, M. Observations on joint zones in Moravia, Czechoslovakia. In: International Conference on the New Basement Tectonics, 1., Salt Lake City, UT, June 3-7, 1974. Proceedings. Salt Lake City, Utah Geological Association, 1974. p. 279-289.

Projeto RADAMBRASIL Folha SE. 22 Goiânia: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983, 770 p. (Levantamentos de Recursos Minerais, 31).

Ramsay, J.G.; Huber, M.I. The techniques of modern structural geology. Vol.2: folds and fractures. London, Academic, 1987. 700 p.

Ribeiro, F.M. Contribuição ao conhecimento tectono-estrutural da região de Caldas Novas (Goiás) através de técnicas de sensoriamento remoto: uma abordagem ao controle estrutural das ocorrências termais. (Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994. 107 p.

Rivereau, J.C. Notas de aula do Curso de Fotointerpretação. Brasília. Departamento de Geociências - UNB, Brasília. 1970, (Série Didática 4).

Rocio, M.A.R.; Veneziani, P. Caracterização das condições de ocorrência das águas subterrâneas no embasamento com o emprego de técnicas de sensoriamento remoto. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 7., Curitiba, 1993. Anais. São José dos Campos, INPE/SELPER/SBC, 1993, v. 3, p. 312-314.

Sadowski, G.R. Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. (Tese de Livre Docência no Departamento de Geologia Geral e de Aplicação) - Univ. de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1983. 108 p.

Sampaio, O.S. Estudo de fraturamentos como subsídio à pesquisa de água subterrânea no Estado de Sergipe: uma abordagem através de dados de sensoriamento remoto. (Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1987. 128 p. (INPE-4319-TDL/286).

- Sampaio, O.S.; Mattos, J.T.; Veneziani, P. Estudos de fraturamentos para pesquisa de água subterrânea no Estado de Sergipe com produtos de sensoriamento remoto. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 4., Gramado, 1986. Anais. São José dos Campos, SELPER/INPE/SBC, 1986, v.1, p. 447-452.
- Scislewski, G. Furnas-Projeto de mapeamento geológico da região do médio rio Corumbá-GO. Goiânia, CPRM/FURNAS, 1980. 40 p.
- Soares, P.C.; Fiori, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Notícia Geomorfológica, 16(32): 71-104, 1976.
- Sondotécnica. Estudo das anomalias termais da região de Caldas Novas. (Relatório Final). Rio de Janeiro, 1986, 136 p.
- Tchalenko, J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geological Society of America Bulletin, 81(6): 1625-1640, June 1970.
- Valente, C.R. Morrinhos-Folha SE.22-X-D - Região Centro-Oeste (texto e mapas). Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Goiânia, DNPM/CPRM. 1986. 16 p.
- Veneziani, P. Análise de movimentos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): uma correlação com procesos evolutivos. (Tese de Doutorado em Geologia Geral e de Aplicações) - Univ. de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1987. 186 p.
- Veneziani, P.; Anjos, C.E. Projeto Caldas Novas. São José dos Campos, INPE/GOIASTUR, 1976. 81 P.
- Veneziani, P.; Anjos, C.E. Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia. São José dos Campos, INPE, 1982. 61 p. (INPE-2227-MD/014).
- _____. Prospecção de água termomineral na Região de Termas da Guarda (SC) com a utilização de técnicas de sensoriamento remoto. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 7., Curitiba, 1993. Anais. São José dos Campos, SELPER/INPE/SBC, 1993, v. 3, p. 376-384.

Veneziani, P.; Mattos, J.T.; Ohara, T; Schorscher, H.D.
Análise de movimentos tectônicos utilizando produtos de
sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG).
In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 5.,
Natal, 1988. Anais. São José dos Campos, INPE/SELPER,
1988, v.2, p. 341-353.

Waters, P.; Greenbaum, D.; Smart, P.L.; Osmaston, H.
Applications of remote sensing to groundwater hidrology.
Remote Sensing Reviews, 4(2): 223-264, 1990.