

CAPÍTULO 2

ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1. Enquadramento Geográfico e Geomorfológico

2.2. Enquadramento Geológico Regional

2.3. Tectónica da Bacia Algarvia

2.4. Enquadramento Hidrogeológico regional

2.5. Aspectos da Morfologia Cársica que condicionam a Hidrologia da Região

2 – ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1. Enquadramento Geográfico e Geomorfológico

O Sistema Aquífero Querença-Silves (SAQS), objecto de estudo deste trabalho, situa-se na Orla Meridional ou Algarvia, mais concretamente no limite norte desta bacia, que se localiza no extremo sul de Portugal Continental (figura 2.1).

Do ponto de vista hidrogeológico, considera-se Portugal Continental dividido em quatro unidades hidrogeológicas (como representado na figura 2.1): Maciço Hespérico (também designado Maciço Antigo ou Meseta Ibérica), Orla Mesocenozóica Ocidental (ou Bacia Lusitânica), Orla Mesocenozóica Meridional (ou Algarvia) e Bacia Sedimentar do Tejo e do Sado.

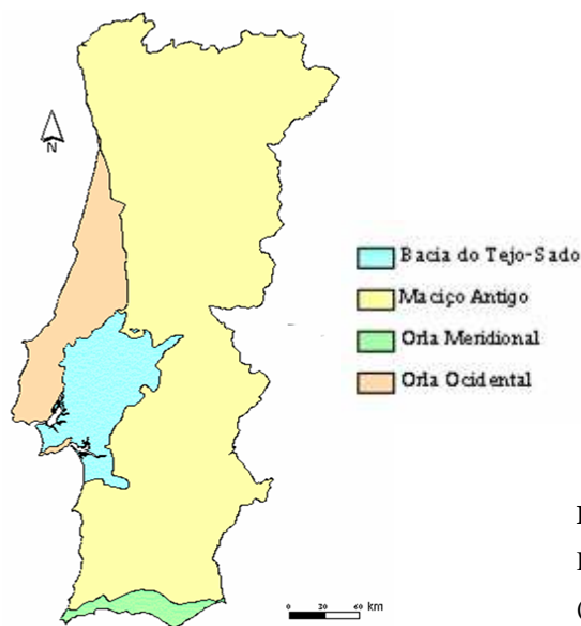


Figura nº 2.1. – Grandes Unidades Hidrogeológicas de Portugal Continental (adaptado de SNIRH, 2007).

A Orla Algarvia constitui uma bacia sedimentar, com direcção aproximadamente E-W, constituída por terrenos sedimentares de idade mesozóica e cenozóica, assentes sobre o soco Paleozóico, constituído por xistos e grauvaques de idade carbónica (Almeida *et al.*, 2000c; Manuppella, 1992).

A natureza litológica e estrutural das rochas existentes e as características climáticas da região têm determinado a evolução dos principais conjuntos geomorfológicos do Algarve. Assim, podemos considerar o Algarve dividido geomorfológicamente em três sub-regiões, na direcção norte-sul (figura 2.2):

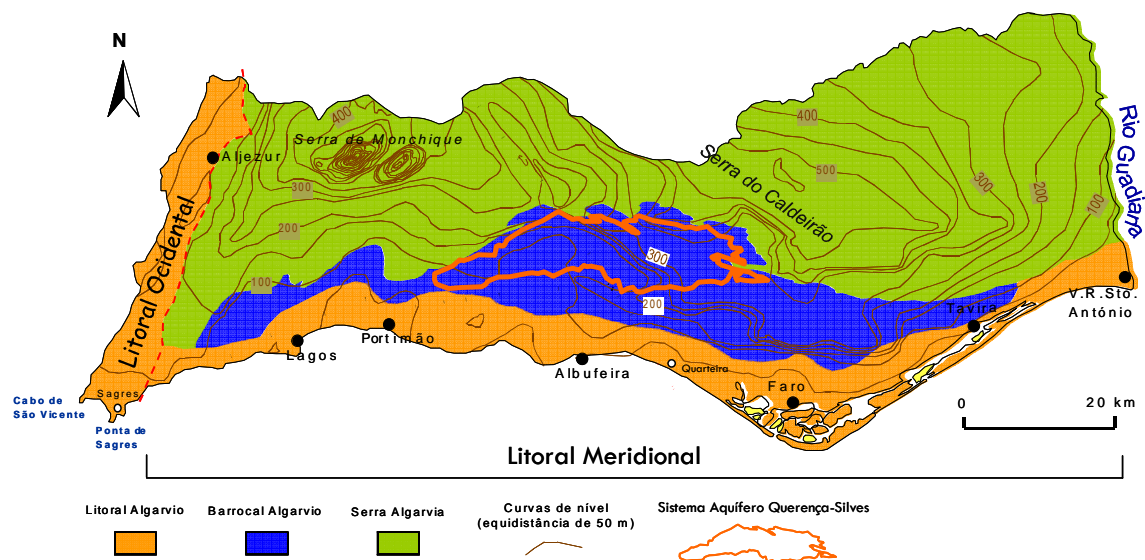


Figura nº 2.2. - Localização do SAQS e Unidades geomorfológicas do Território Algarvio (adaptado de Lopes, 2006a).

- A Serra Algarvia, a sub-região mais setentrional, muito dobrada, com abundantes falhas e de declives acentuados, com uma rede hidrográfica densa que evidencia forte dissecação do relevo, é a região onde encontramos as maiores altitudes. Constituída essencialmente por xistos e grauwagues, do Paleozóico, que sendo praticamente impermeáveis e relativamente brandos conduziram ao encaixe profundo da rede hidrográfica, surgindo no seu seio o Maciço Intrusivo ou Sub-vulcânico de Monchique formado no Mesozóico;
- O Barrocal, encaixado entre a Serra e o Litoral, apresenta um relevo moderado, em que predominam as formações carbonatadas do Jurássico, e onde nalgumas áreas se observam manifestações de carsificação. Nesta região do Algarve a

circulação de água subterrânea é muito importante, observando-se numerosos locais de sumidouros e exurgências;

➤ O litoral, a sub-região mais meridional, é plano e estreito, prolongando-se por toda uma faixa costeira, subdividindo-se em litoral ocidental e Litoral meridional. É constituído essencialmente, por formações sedimentares do Meso-Cenozóico, apresentando grande sensibilidade erosiva, motivada pela fraca resistência dos materiais à acção marítima e ao escoamento superficial e ao facto de constituir uma área de preferencial ocupação humana.

A unidade aquífera em estudo neste trabalho, encontra-se assente em rochas carbonatadas e localiza-se no Barrocal Algarvio (figura 2.2), sendo o maior e mais importante aquífero do Algarve.

Este sistema, que se estende desde Querença (Loulé) até Estombar (Lagoa), ocupa uma área de aproximadamente 317 km² (Almeida *et al.*, 2000c), com cerca de 45 km de extensão e largura variável, diminuindo gradualmente para ocidente (Mendonça & Almeida, 2003). Este aquífero encontra-se abrangido pelas folhas n.ºs 586, 587, 588, 595, 596, 597, 598 e 604 da Carta Militar de Portugal Continental na escala 1: 25 000 do IGeoE (Instituto Geográfico do Exército) e pela folha 52-B da Carta Geológica de Portugal na escala 1: 50 000 do IGM (Instituto Geológico e Mineiro) (Almeida *et al.*, 2000c).

2.2. Enquadramento Geológico Regional

A Orla Meso-Cenozóica corresponde a uma bacia sedimentar onde se depositaram sedimentos desde o Triásico superior até ao Quaternário, com alguns hiatos de sedimentação intercalados (Dias, 2001). Encontra-se assente em discordância e com lacuna estratigráfica, sobre as formações paleozóicas (Manuppella, 1992).

Os terrenos mais antigos do Mesozóico são representados por depósitos de natureza continental, que incluem principalmente conglomerados, arenitos e siltitos que têm em geral cor vermelha característica (Almeida, 1985) (constituem a sub-unidade “Arenitos de Silves”), pertencente à parte inferior da Formação “Grés de Silves”. Posteriormente encontramos sedimentos de lagoas salgadas que constituem o Complexo Pelítico Carbonatado Evaporítico, constituído fundamentalmente por pelitos vermelhos, com intercalações de arenitos, por dolomitos e depósitos evaporíticos de sal-gema e gesso. E por fim o Complexo Vulcano-Sedimentar, cuja origem está relacionada com erupções fissurais provocadas por uma fase distensiva que coincidiu com o primeiro “rifting”, formado por uma alternância de escoadas lávicas toleíticas, tufos e brechas vulcânicas (Manuppella, 1988). Esta série termina na base do Jurássico inferior (Hetangiano) e constitui um substrato, praticamente impermeável, com características hidráulicas semelhantes aos xistos e grauvaques, sob os quais assentam (Almeida *et al.*, 2000c). A espessura deste conjunto, que constitui a Formação de Grés de Silves, varia entre 80-120 m e 600-800 m, com expressão máxima entre Silves e Querença (Costa *et al.*, 1985).

Estes depósitos da base do Mesozóico, inicialmente de carácter predominantemente continental seguidos de uma sedimentação marinha, testemunham a abertura de uma bacia que progressivamente será invadida pelo mar, e acompanhada por fenómenos de vulcanismo (Almeida *et al.*, 2000b).

Uma flexura, que se estende desde Sagres a Vila Real de Sto António¹ - flexura do Algibre –, situada provavelmente na continuação da flexura de Guadalquivir de direcção ENE-WSW a E-W, divide a bacia em dois domínios de sedimentação: a norte

¹ Actualmente designada Flexura do Algibre. No entanto vários autores utilizam diferentes designações para esta estrutura tectónica, nomeadamente: Flexura Sagres-Querença, Flexura Sagres-Algoz-Algibre-Querença.

onde a sedimentação tem carácter mais terrígeno e a deposição de evaporitos está reduzida a pequenas bancadas de gesso, e a sul onde se depositou espessa série evaporítica com gesso e sal-gema (Almeida, 1985). Estes depósitos evaporíticos, podem atingir localmente espessuras importantes.

No Sinemuriano a Bacia Algarvia constitui uma vasta plataforma com uma abertura ao mar cada vez mais acentuada (Almeida, 1985) que permitiu a precipitação conjunta de sais de magnésio e cálcio, originando um complexo carbonatado constituído essencialmente por dolomitos e calcários dolomíticos, desde o Jurássico inferior ao médio (Lias superior a Dogger).

As formações do Jurássico inferior (calcários e dolomitos) constituem afloramentos de continuidade entre Sagres e Querença, com grande desenvolvimento entre Silves e Querença (a espessura varia entre 300 a 500m) e numa faixa de largura reduzida entre Tavira e Vila Real de Santo António (Costa *et al.*, 1985). Esta unidade, que no Algarve Central é denominada Formação de Picavessa, assume grande importância na região em estudo, pela sua extensão e papel na morfologia do Barrocal Algarvio. Quase todos os relevos mesozóicos situados a norte da ribeira de Algibre, são constituídos por rochas desta unidade. Em alguns locais, como por exemplo, a leste de Tôr o limite faz-se muitas vezes por falha observando-se o contacto directo dos calcários e dolomitos da Picavessa com os xistos e grauvaques do Carbónico - Formação de Mira (Almeida, 1985).

Após a série dolomítica da Picavessa, e com o prosseguimento da transgressão, evidencia-se a presença de uma série carbonatada (Oliveira, 1984).

As formações do Jurássico médio afloram de forma descontínua (possivelmente sofreram influência da movimentação da flexura do Algibre) e terminam no Caloviano com formações pelágicas constituídas por calcários detríticos, margas e calcários

margosos (Costa *et al.*, 1985; Manuppella, 1988). No final do Caloviano e início do Oxfordiano ocorre um movimento regressivo (que assinala a lacuna sedimentar do Oxfordiano inferior, Caloviano superior) (Almeida, 1985; Andrade, 1989), que marca o fim da deposição marinha e o início de uma fase de erosão (Manuppella, 1988).

Durante o Jurássico superior mantém-se no Algarve a sedimentação em regime de plataforma carbonatada, cuja área seria bem mais vasta daquela que os actuais afloramentos testemunham, pois a erosão, terá destruído toda a sua margem setentrional (Oliveira, 1984). As formações deste período afloram em manchas de grande extensão e com tectonização intensa (Costa *et al.*, 1985).

No Cretácico inferior processou-se a abertura do Oceano Atlântico através de uma terceira fase de “rifting”. Esta fase distensiva provocou movimentos verticais materializados em várias falhas, bem como na flexura do Algi-bre (Manuppella, 1988). Neste período, a sedimentação é marcada por uma fase de regressão marinha e instalação generalizada de meios salobros. Nestes ambientes depositaram-se no Algarve Ocidental e Central margas, dolomitos e calcários. Após uma ligeira subida do mar desenvolveram-se cordões arenosos litorais que se deslocam progressivamente do Algarve Ocidental para o Algarve Central (Oliveira, 1984).

Com o fim do Cretácico e, após a intrusão do maciço sub-vulcânico de Monchique (que se poderá ter instalado devido à rotação da Península Ibérica, resultante da abertura do Golfo da Gasconha (Ribeiro *et al.*, 1979 *in* Almeida, 1985)), iniciou-se um longo período erosivo, que abrangeu parte do Paleogénico (Manuppella, 1988).

No Algarve não se conhecem terrenos bem datados, desde o Cretácico superior até à transgressão Miocénica (Almeida, 1985). Esta nova transgressão marinha permitiu a sedimentação de fácies mais ou menos carbonatadas e gresosas, em ambiente litoral (Manuppella, 1988).

O Miocénico está bem representado ao longo da faixa litoral Algarvia constituindo grande parte das arribas costeiras. Estas formações marinhas são constituídas por depósitos carbonatados, cobertos irregularmente por depósitos detríticos mais recentes.

No Pliocénico ocorreram importantes movimentos tectónicos e uma fase de regressão marinha, que com oscilações rítmicas devido às glaciações, prosseguiu até à actualidade, e que foi responsável pela erosão e carsificação do relevo. A sedimentação corresponde a alternâncias argilo-gresosas.

Os depósitos mais recentes, que correspondem ao Quaternário, encontram-se em maior extensão junto do litoral, e deles fazem parte areias vermelhas, aluviões, terraços e areias de praia. No Interior (e abrangendo o Barrocal Algarvio) é de referir os importantes depósitos de “*terra rossa*” (resultante da dissolução dos calcários) que cobrem o fundo de algumas depressões cársicas, bem como alguns terraços e aluviões fluviais (Almeida, 1985).

2.3. Tectónica da Bacia Algarvia

A Orla Algarvia sofreu apreciável actividade tectónica que originou dobramentos de grande amplitude e provocou fracturas significativas. Com o aumento progressivo da espessura da série sedimentar verifica-se também a ocorrência de diversas flexuras de orientação aproximadamente E-W (de que se destaca a flexura do Algibre) (Manuppella & Dias, 1992), as quais desempenham papel significativo nas ocorrências e no funcionamento dos aquíferos da região.

Estruturalmente, o Algarve corresponde a um monoclinal simples mergulhando para sul, com acidentes longitudinais que facilitam o afundamento naquela direcção

(Andrade, 1989), verificando-se igualmente para sul um aumento de espessura da sequência sedimentar.

Segundo Almeida (1985), a região algarvia encontra-se dividida em dois sectores separados pela flexura do Algibre – de direcção ENE – WSW passando a E-W.

Esta flexura, que segundo Oliveira (1984) constitui, provavelmente a continuação para ocidente da flexura de Guadalquivir, na região estudada segue de perto o curso da ribeira do Algibre e tem orientação sensivelmente E-W, colocando muitas vezes, em contacto os calcários do Jurássico superior (calcários e dolomitos do Escarpão) com os calcários e dolomitos do Jurássico inferior (Almeida, 1985).

A norte da flexura do Algibre individualiza-se uma zona caracterizada pela presença de terrenos datados do Triásico ao Jurássico médio, com dobramentos relativamente simples de direcção predominante E-W; a sul ocorrem terrenos do Jurássico superior até ao Quaternário. Os terrenos encontram-se dobrados em anticlinal, por vezes com vergência para sul, muitas vezes falhados ou cavalgantes, e ocorrem diversas estruturas diapíricas que se dispõem em alinhamentos subparalelos de direcção E-W. Assim, a sul da flexura do Algibre as estruturas são mais complicadas, embora predomine a direcção E-W para o eixo das dobras (Almeida, 1985).

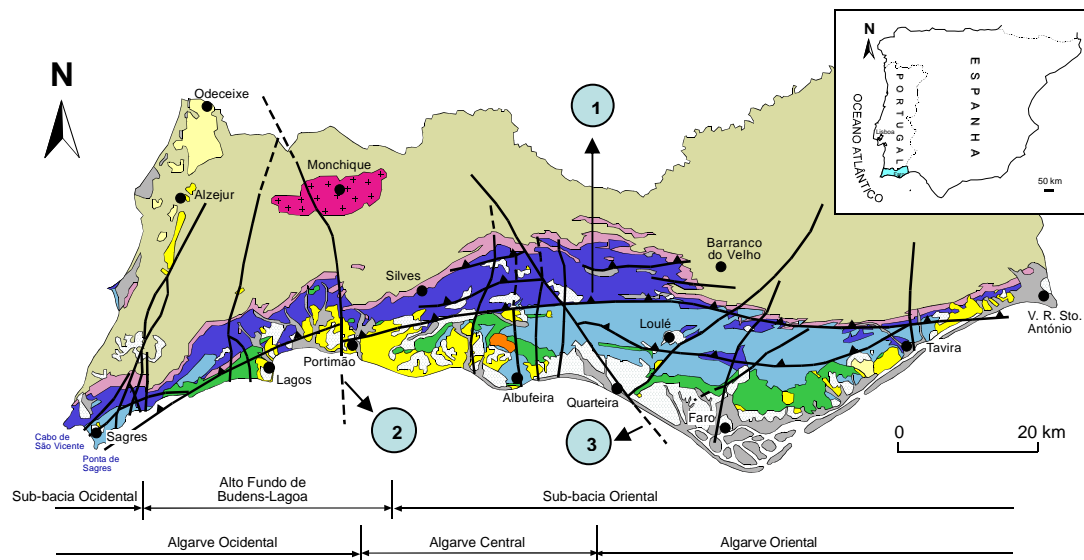
A falha do Algibre, actualmente é considerada um cavalgamento em que o Jurássico inferior se sobrepõe ao Jurássico superior (Terrinha, 1998), e é interceptada por outros acidentes importantes, que afectaram a Bacia Sedimentar Algarvia, como a Falha de Portimão - Monchique (N-S) e a Falha de S. Marcos - Quarteira (NW-SE) (figura 2.3). As falhas que se situam junto à flexura do Algibre são compressivas enquanto que entre Salir e a Ponte de Tôr as falhas apresentam rejogo em extensão (Terrinha, 1998).

A falha de S. Marcos-Quarteira, de relativa importância na zona em estudo, segundo Dias (2001), tem direcção geral NW-SE, estendendo-se desde S. Marcos, a N, até Quarteira, a S, numa distância superior a 40 Km, prolongando-se para a área imersa, na plataforma continental. Este acidente corresponde a uma estrutura herdada do soco paleozóico, tendo sido reactivada desde o Triásico até ao Quaternário.

Segundo Terrinha (1998), durante o Triásico a falha de S. Marcos-Quarteira controla a sedimentação dividindo a parte norte da Bacia em duas regiões, com comportamentos tectónicos diferentes. Esta estrutura evidencia uma variação lateral de fácies dos sedimentos, existindo depósitos conglomeráticos grosseiros cobertos por pelitos com gesso e dolomitos no bloco este do acidente e que não existem no bloco oeste. Para leste os limites do Mesozóico são aproximadamente E-W, enquanto que a W da falha são NE-SW, rodando progressivamente para ENE-WSW. Durante o Mesozóico, conjugada com outros acidentes extensionais da bacia, permitiu uma sedimentação muito superior na zona a E do acidente.

O mesmo autor salienta ainda que as falhas da região algarvia apresentam fundamentalmente duas orientações principais: NE-SW (subparalelas à falha de S. Marcos) e NW-SE (aproximadamente perpendiculares a este acidente).

A actividade tectónica da bacia algarvia (em fase compressiva) prossegue até à actualidade (Manuppella *et al.*, 1987) e encontra-se materializada pelos acidentes tectónicos que afectam as formações Meso-Cenozóicas e Quaternárias.



	Holocénico		Cretácico Inferior		Maciço intrusivo de Monchique (+/- 72 Ma)
	Plistocénico		Jurássico Superior		Falha
	Pliocénico		Jurássico Médio - Inferior		Falha inversa e cavalgamento
	Paleogénico		Hetangiano - Triásico Superior		Localidade
			Soco Paleozóico		




-  Falha do Algre
  Falha de Portimão-Monchique
  Falha de S. Marcos-Quarteira

Figura nº 2.2. – Mapa geológico simplificado da região do Algarve (adaptado de Lopes, 2006b).

2.4. Enquadramento Hidrogeológico Regional

Considera-se actualmente que existem 17 unidades aquíferas no Algarve com importância à escala regional, nas quais as rochas carbonatadas (sobretudo jurássicas e miocénicas) constituem o suporte litológico mais importante, quer pela sua extensão geográfica quer pelo volume de água armazenado (Almeida *et al.*, 2000c).

Como referido anteriormente, as áreas que correspondem à Serra Algarvia são cobertas por formações paleozóicas (xistos e grauvaques). Estas são pouco produtivas do ponto de vista hidrogeológico.

É na Bacia Sedimentar Algarvia que se encontram as formações que dispõem de maior aptidão hidrogeológica, quase todas de natureza carbonatada, ocupando o Barrocal e parte do Litoral.

A sucessão estratigráfica carbonatada é dominada pela presença de dois conjuntos calcários. O primeiro conjunto é formado por calcários e dolomitos do Jurássico inferior e médio que ocupam áreas extensas do Algarve Central e Ocidental, que assentam sobre um substrato pouco permeável da Formação “Grés de Silves” ou sobre as rochas do Paleozóico. O segundo conjunto é formado por calcários e dolomitos do Jurássico superior (Almeida *et al.*, 2000a).

As formações calcárias, existentes no Barrocal Algarvio apresentam-se muitas vezes altamente carsificadas, condições que permitem uma recarga e uma circulação e armazenamento elevados, constituindo assim formações com boas propriedades hidráulicas (Almeida *et al.*, 2000a). Está nestas condições a unidade aquífera em estudo – Sistema Aquífero Querença-Silves.

2.5. Aspectos da Morfologia Cársica que condicionam a Hidrologia da Região

A área em estudo apresenta uma morfologia cársica típica. Este tipo de formações condiciona fortemente o funcionamento hidráulico do aquífero, pelo que se fará uma breve caracterização das estruturas existentes na área em estudo, bem como das principais características da circulação da água em aquíferos cársicos.

2.5.1. Morfologia Cársica

As regiões calcárias apresentam, quase sempre, um conjunto de características particulares. Estas paisagens são caracterizadas, de um modo geral, por apresentarem uma drenagem superficial rara ou ausente, rochas cortadas por inúmeras fracturas, uma

cobertura de solo descontínua ou fina, depressões fechadas abundantes, uma rede de drenagem subterrânea bem desenvolvida (Almeida, 1992), cavernas, sumidouros e nascentes (exurgências) de grande caudal.

Este tipo de relevo é conhecido por modelado cárstico, ou simplesmente carso, termo que foi aplicado pela primeira vez numa área chamada *Kras* ou *Karst* na Eslovénia (Ford & Williams, 1989).

Os calcários são normalmente rochas fracturadas que permitem a infiltração da água da chuva, que alarga e aprofunda gradualmente as fissuras da rocha, conduzindo a processos de carsificação. Segundo Dias (2001) o desenvolvimento intenso do carso ocorre em zonas onde os calcários são relativamente puros, bastante espessos, mecanicamente fortes e intensamente fracturados, permitindo que o fluxo de água passe através do corpo rochoso. Segundo Almeida (1992) para que um carso se desenvolva, tem de apresentar à partida algumas condições, como uma rede mais ou menos desenvolvida de descontinuidades (fracturas, diaclases, planos de estratificação) e existir uma zona de recarga e uma zona de descarga, a fim de se dar a evacuação do material dissolvido.

A carsificação inicia-se por fenómenos de dissolução que dependem essencialmente da composição química das rochas carbonatadas e do pH da água circulante que, por sua vez depende do teor de CO₂ nela contida, bem como da temperatura da água e do ambiente. Na atmosfera e, posteriormente, no solo a água pode enriquecer-se em ácidos orgânicos e minerais aumentando desta forma, a sua agressividade e poder de destruição, tanto mais quanto maior for a densidade fissural das rochas carbonatadas (Costa, 1983, Costa *et al.*, 1985).

A dissolução da rocha calcária não se faz uniformemente. Pelo contrário, tende a concentrar-se em fracturas pré-existentes, pelo que estas vão sendo progressivamente

alargadas, originando sulcos mais ou menos profundos, no fundo dos quais existe muitas vezes um depósito argiloso, constituído por resíduos insolúveis de cor geralmente avermelhada, a *terra rossa* (Almeida, 1992). A dissolução nos calcários à superfície dá, então, origem a formas de relevo cársico como lapiás e depressões fechadas, cujo tamanho das mesmas varia desde tamanhos modestos – dolinas – a alguns quilómetros – poljes. O estudo destas formas cársicas superficiais, nomeadamente o tipo, densidade e disposição das mesmas, fornece indicações importantes acerca da capacidade de infiltração e das zonas preferenciais de recarga do aquífero (Costa *et al.*, 1985).

A água que se infiltra ao longo dos planos de estratificação e das fracturas existentes (falhas e diáclases), enriquecida em CO₂ produzido nos solos pela vegetação (formando o ácido carbónico), provoca uma intensa dissolução nos calcários. A partir desta dissolução formam-se cavidades e condutas, em profundidade, por onde a água circula. Estas cavidades e condutas são cada vez mais alargadas se a água que circula for sendo renovada e os elementos dissolvidos forem evacuados. As cavidades acabam por formar uma rede de drenagem subterrânea, em que as águas são drenadas a partir dos sumidouros e algares em direcção a uma exurgência (nascente).

As formas cársicas subterrâneas indicam as direcções preferenciais de circulação, enquanto que as formas cársicas superficiais fornecem indicações importantes sobre a capacidade de infiltração e a localização das zonas preferenciais de recarga (Andrade, 1989).

Na área em estudo as formas cársicas superficiais, como as dolinas e os lapiás são mais frequentes nos calcários e dolomitos do Escarpão (Jurássico superior) ao passo que as grandes depressões cársicas (poljes) são mais características nos calcários e

dolomitos da Picavessa (Jurássico inferior), denotando acentuado controlo estrutural, com direcções preferenciais E-W ou NW-SE (Almeida, 1985).

As depressões cársicas de grandes dimensões tipo “polje”, localmente denominadas “naves”, são vales cegos, ou seja vales onde não há continuidade geográfica e, por isso, terminam numa vertente abrupta. Destas depressões tipo “polje” salientam-se:

➤ A Nave do Barão (figura 2.4) - localizada a Sul de Salir, é uma depressão fechada, alongada na direcção E-W, constituindo o polje mais extenso da região com cerca de 4 km de comprimento e largura entre 500m e os 1000m. Instalada no maciço dolomítico da Picavessa, em determinados períodos fica com partes inundadas devido aos baixos valores de infiltração. Não existindo sumidouros nem exurgências relacionadas com esta depressão, as águas das chuvas acumulam-se na extremidade leste formando uma lagoa, a Lagoa da Nave (Crispim, 1982; Almeida, 1985);

➤ A Nave dos Cordeiros, que se situa no mesmo alinhamento da Nave do Barão, a oeste, e é uma depressão aberta (Crispim, 1982; Almeida, 1985);

➤ A Depressão do Pomar, que se localiza a Sul de Alte, no extremo NW da depressão anterior, é considerada um polje aberto. Não se conhecem exurgências nem sumidouros associados a estas depressões (Crispim, 1982; Almeida, 1985).



Figura nº 2.4 - Vertente Este do Polje da Nave do Barão (fotografia tirada em 07/06/2007).

Salienta-se ainda, a existência de diversas formas de lapiás, bem como de várias depressões abertas, de fundo mais ou menos plano e cobertas de depósitos residuais de *terra rossa* que se podem considerar aplanções cársicas (Almeida, 1985).

A existência de uma importante circulação subterrânea é assinalada pela presença de sumidouros e nascentes cársicas. Existem alguns sumidouros importantes como a Caverna de Lentiscais situada a 1 km a W de Estevais de Mouros (Paderne) e o sumidouro da Cabanita situado a cerca de 2 km a N do Purgatório (Almeida, 1985; Andrade, 1989).

As nascentes cársicas constituem saídas naturais de água subterrânea para a superfície por meio de fissuras, ocorrendo frequentemente no contacto de massas carbonatadas com camadas impermeáveis ou menos permeáveis. No local em estudo salientam-se as seguintes nascentes (figura 2.5):

- Fontes de Estômbar, situadas num esteiro da margem esquerda do rio Arade;
- Fonte de Paderne, situada a 1 km a SW de Paderne;
- Fonte Grande, situada no leito da ribeira de Alte;
- Fonte de Salir, situada na ribeira de Salir, perto da Povoação de Almarguinho, no contacto entre as dolomias do Jurássico Inferior com o complexo vulcano-sedimentar;
- Fonte Benémola, situada no leito da ribeira das Mercês em calcários do Jurássico Inferior;
- Fonte Filipe, perto da povoação de Amendoeira, em calcários do Jurássico Superior.

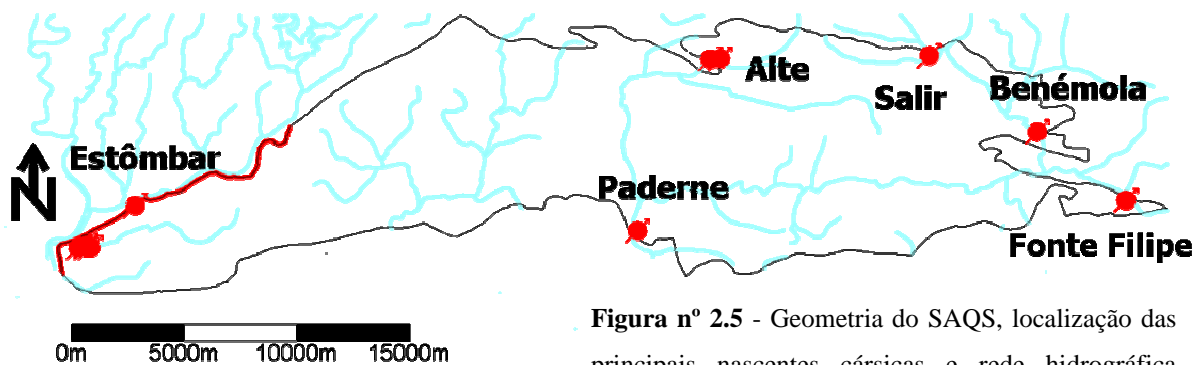


Figura nº 2.5 - Geometria do SAQS, localização das principais nascentes cársicas e rede hidrográfica superficial (adaptado de Monteiro, 2006)

2.5.2. Circulação em aquíferos Cársicos

As formações cársicas que constituem o sistema aquífero Querença-Silves têm comportamento típico dos aquíferos em rochas carbonatadas – aquíferos cársicos – pelo que se torna necessário caracterizar o comportamento deste tipo de aquíferos.

Segundo Ford & Williams (1989) um carso consiste num terreno com hidrologia e formas de relevo distintas que resultam da elevada solubilidade das rochas, possuindo uma porosidade secundária bem desenvolvida.

Desde há várias décadas que é bem conhecido o facto das regiões cársicas apresentarem um comportamento hidrogeológico particular. Estas formações carbonatadas carsificadas revestem-se de grande interesse em virtude dos caudais elevados que normalmente podem ser extraídos destes aquíferos.

O seu comportamento hidrogeológico permite-nos distingui-las das restantes rochas fissuradas, tornando-as um caso particular de aquíferos fissurados. Estas características derivam fundamentalmente do facto destes maciços possuírem uma extensa rede de fracturas e estas serem susceptíveis de alargamento progressivo, por dissolução, dando origem a um sistema de drenagem subterrâneo, por vezes altamente organizado e hierarquizado. Este alargamento progressivo por dissolução é uma das

características que permite distinguir estes maciços dos outros maciços fracturados, onde este alargamento não se verifica (Almeida, 1992; Kiraly, 1975).

Assim, a permeabilidade e a porosidade dos aquíferos cársicos tende a evoluir muito rapidamente, devido ao comportamento solúvel das formações carbonatadas, nas quais a circulação da água provoca o aumento das fracturas existentes e um concomitante aumento da permeabilidade (Kiraly, 1975). Como consequência, haverá circulação de maiores volumes de água e a possibilidade da continuação de fenómenos de dissolução (Almeida, 1985).

O desenvolvimento de um aquífero cársico depende principalmente da geologia superficial, geomorfologia e factores biológicos e climáticos. A relação entre estes factores e as características físicas de um aquífero, como a porosidade, condutividade hidráulica e a capacidade de armazenamento estão esquematizados na figura 2.6. Existe uma interacção considerável entre estes factores principais de controlo e entre estes e os processos mecânicos e químicos cujas taxas de actividade eles determinam. Os factores geomorfológicos, climáticos e biológicos também ditam as condições de fronteira através do controlo dos locais e quantidades de recarga e descarga.

A influência relativa dos processos geomorfológicos e geológicos determinam a distribuição dos espaços vazios na rocha cársica e conseqüentemente as características físicas de porosidade efectiva, condutividade hidráulica e armazenamento específico. Para um determinado conjunto de condições de fronteira pode-se estimar o gradiente hidráulico e a recarga específica desse aquífero. No entanto, uma vez que o processo de circulação de água subterrânea modifica a porosidade, o armazenamento específico e a condutividade hidráulica, é possível que o sistema de circulação cársica sofra um processo contínuo de auto-regulação (figura 2.6).

Para descrever o comportamento hidráulico dos aquíferos cársicos considera-se a existência de dois meios entrosados com propriedades muito diferentes: um de blocos porosos, com permeabilidade baixa mas com elevada capacidade de armazenamento e onde a circulação é lenta; e outro, de fracturas, com permeabilidade mais elevada mas com escassa capacidade de armazenamento e onde a circulação é rápida (Almeida & Oliveira, 1990; Ford & Williams, 1989; Kiraly, 1975).

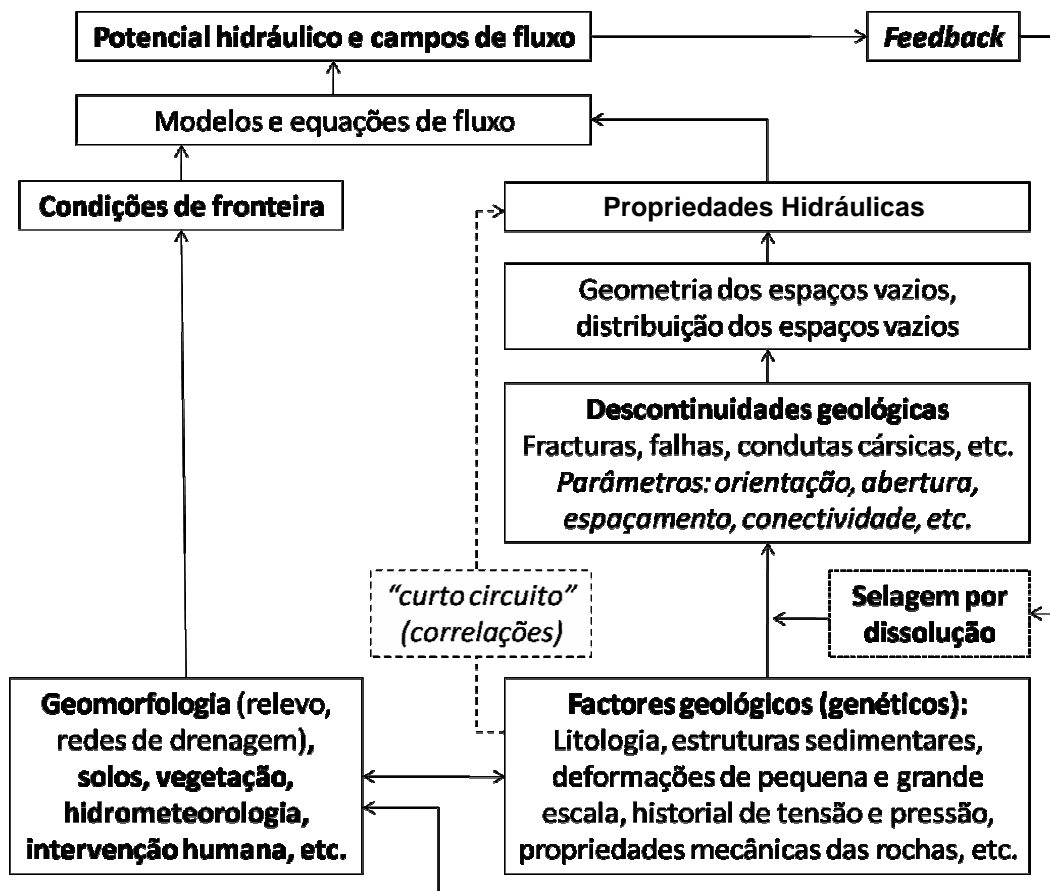


Figura nº 2.6 – Representação esquemática das relações entre os campos de fluxo de água subterrânea, propriedades hidráulicas e factores geológicos num aquífero cársico (modificado de Kiraly, 1975 in Kiraly, 2003).

Assim, os aquíferos cársicos são caracterizados por possuírem porosidade primária de poros intergranulares e fissuras, contemporâneos da formação da rocha, e uma porosidade secundária, mais importante que a anterior, representada por uma rede

de fracturas e condutas de dissolução. A presença de fracturas (macrofracturas) altamente permeáveis faz com que o meio fissurado fique compartimentado em blocos que, por sua vez, possuem uma porosidade de poros e microfracturas, constituindo-se assim meios com uma porosidade dupla (Almeida, 1985) (figura 2.7).

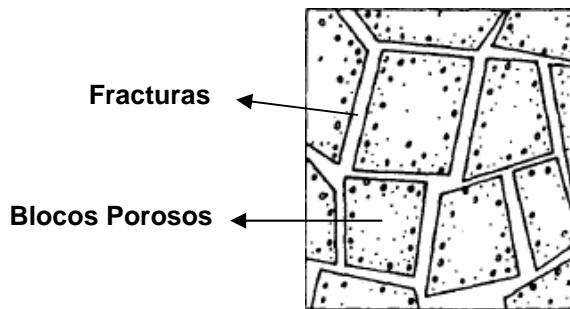


Figura nº 2.7 - Representação esquemática de um meio com porosidade dupla segundo Boulton & Streltsova (1978). Adaptado de Almeida & Oliveira, 1990.

Kiraly (1994) *in* Kiraly (2003), refere a “dualidade” dos aquíferos cársicos, considerando-a uma consequência da estrutura referida anteriormente. Segundo Kiraly (2003), esta dualidade manifesta-se ao nível:

- dos processos de infiltração;

- “difusa” ou infiltração lenta para zonas de permeabilidade baixa;
- “concentrada” ou com infiltração rápida nas redes de canais;

- no fluxo subterrâneo;

- velocidade de fluxo baixa nos blocos porosos;
- velocidade de fluxo alta em redes de canais;

- nas condições de descarga;

- filtração “difusa” proveniente dos volumes de permeabilidade baixa;
- descarga “concentrada” proveniente das redes de canais nas nascentes cársicas.

A água infiltra-se ao longo das discontinuidades superficiais com fluxo vertical, desde a zona não saturada à zona saturada, a partir da qual o movimento é

essencialmente horizontal, deslocando-se das zonas de maior potencial para as de menor (das zonas de recarga para as de descarga) (Andrade, 1989).

A estrutura geológica regional é importante em termos do controlo que as dobras e as falhas exercem sobre o fluxo subterrâneo. As estruturas anticlinais funcionam como sítios potenciais para a recarga dos aquíferos, enquanto que os sinclinais favorecem a convergência do fluxo e a acumulação de água subterrânea (Ford & Williams, 1989).

As falhas geralmente operam como grandes diaclases, na medida em que a sua continuidade vertical e lateral pode torná-las características particularmente importantes na orientação do fluxo de água tanto na zona não saturada como na zona saturada. São por vezes importantes na introdução de blocos de outras litologias (com menor permeabilidade) que podem actuar como barreira ao movimento de água.

No entanto, enquanto que os factores geológicos ditam onde o armazenamento é maior, o relevo local normalmente exerce uma influência ainda maior sobre a direcção do fluxo de água subterrânea, uma vez que o gradiente hidráulico é fortemente influenciado por este. É o relevo local que determina tanto as posições mais altas, onde pode ocorrer a recarga, como as mais baixas onde pode ocorrer a descarga subterrânea (Ford & Williams, 1989).

Segundo Ford & Williams (1989), existem dois tipos principais de recarga:

- recarga autogénica, que ocorre em zonas onde apenas existem rochas cársicas e deriva exclusivamente da precipitação;

- recarga alogénica, que provém da escorrência superficial de rochas não cársicas adjacentes ou sobrejacentes que drenam para o aquífero cársico.

Enquanto que a recarga autogénica se efectua de modo bastante difuso através de muitos poros e fracturas ao longo do afloramento cársico, a recarga alogénica, normalmente ocorre em cursos de água que se infiltram no maciço cársico. Tanto a

química da água como o volume de recarga por unidade de área são diferentes nestes dois tipos de recarga (Ford & Williams, 1989).

Face ao exposto anteriormente, nos aquíferos cársicos a recarga processa-se rapidamente quer devido à permeabilidade das formações, quer devido à carsificação e fracturação destes maciços, que proporcionam uma fácil transferência de água das zonas de recarga para as zonas de armazenamento (Almeida, 1992).

Segundo Kiraly (2003) a condução da água está relacionada fundamentalmente com a existência de fracturas enquanto que o armazenamento se relaciona sobretudo com os blocos porosos.

Isto implica a existência de dois potenciais hidráulicos, um nos blocos e outro nos sistemas de fracturas. Assim quando se induz uma perturbação no meio ela propaga-se mais rapidamente no sistema de fracturas, por este ser mais difuso, gerando-se uma diferença de potencial hidráulico entre blocos e fracturas e conseqüente troca de fluido (Almeida & Oliveira, 1990).

Pode dizer-se que o volume de água fornecido por estes aquíferos provém essencialmente dos blocos, mas o fluxo é condicionado pelas fracturas. Qualquer variação de potencial hidráulico pode modificar a direcção de fluxo entre a rede de canais (fracturas) e os blocos fissurados. Assim, em períodos de recarga, a quantidade de água subterrânea aumenta rapidamente nas fracturas ocorrendo fluxo destas para os blocos e em períodos de descarga, os blocos alimentam as fracturas (Almeida, 1985).

As nascentes representam o fim dos sistemas fluviais subterrâneos e marcam o ponto a partir do qual os processos fluviais de superfície se tornam dominantes. A influência que as nascentes exercem sob o aquífero que drenam depende principalmente do seu contexto topográfico e estrutural. Assim, apesar do facto de poderem ser

classificadas de diversas formas, quando se considera a sua função de controlo hidrogeológico, Ford & Williams (1989) classificam as nascentes em (figura 2.8):

➤ “Free Draining springs” – Nascentes de drenagem livre – a vertente da rocha cársica encontra-se sobranceira ao vale adjacente para o qual a água cársica drena livremente por acção da gravidade. O sistema cársico é predominantemente insaturado e é por vezes chamado de carso pouco profundo;

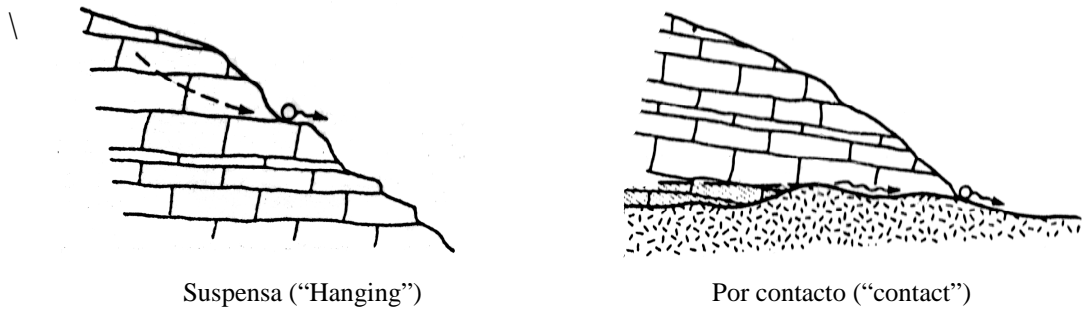
➤ “Dammed springs” – Nascentes represadas – este é o tipo mais comum de nascente cársica. Resultam da localização de uma barreira no caminho da drenagem subterrânea. A existência de uma cunha de água marinha salgada mais densa também forma uma barreira à descarga de água doce, pelo que alguns aquíferos costeiros também estão incluídos dentro desta categoria;

➤ “Confined springs” – Nascentes confinadas – nascentes relacionadas com rochas cársicas que se encontram confinadas a tecto e muro por camadas impermeáveis. Existem, neste caso, condições artesianas na formação das nascentes.

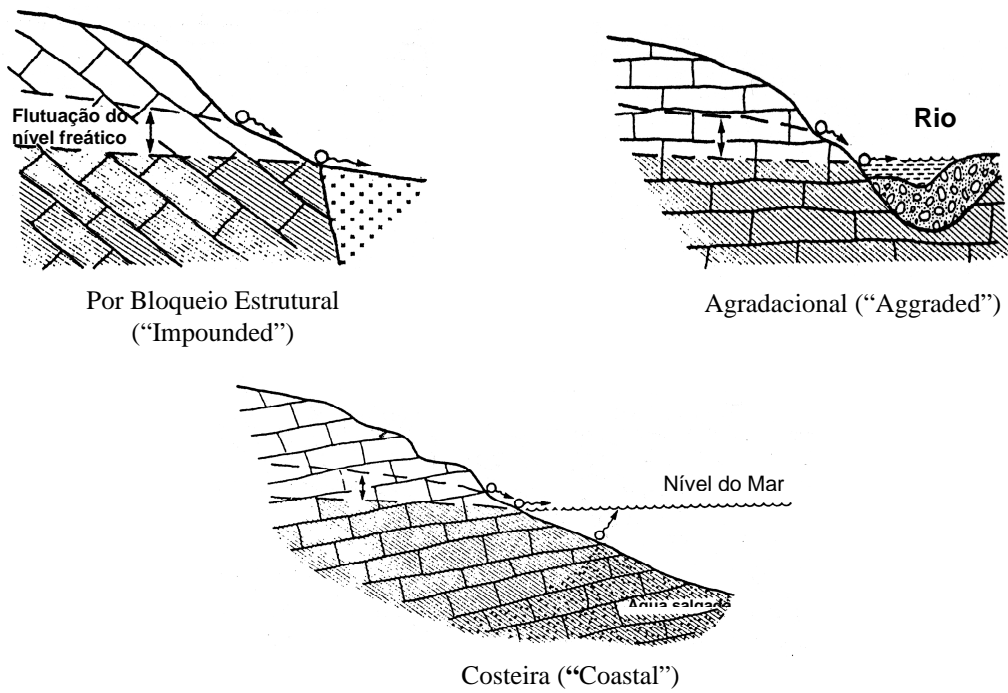
A existência, neste tipo de aquíferos, de dois meios – blocos porosos e condutas fissuradas – reflecte-se no escoamento das nascentes cársicas. Ao caudal forte que sucede a uma forte recarga sobrevém, em geral, uma diminuição bastante rápida do mesmo, em consequência da elevada permeabilidade e fraco poder de armazenamento das fracturas. Segue-se um período prolongado, caracterizado por caudais mais fracos mas com um decréscimo mais lento, correspondente ao escoamento do sistema de blocos (Almeida, 1992).

Tipos de Nascentes Cársticas

I - "Free Draining Springs" – Nascentes de Drenagem livre



II - "Dammed Springs" – Nascentes Represadas



III - "Confined Springs" – Nascentes Confinadas

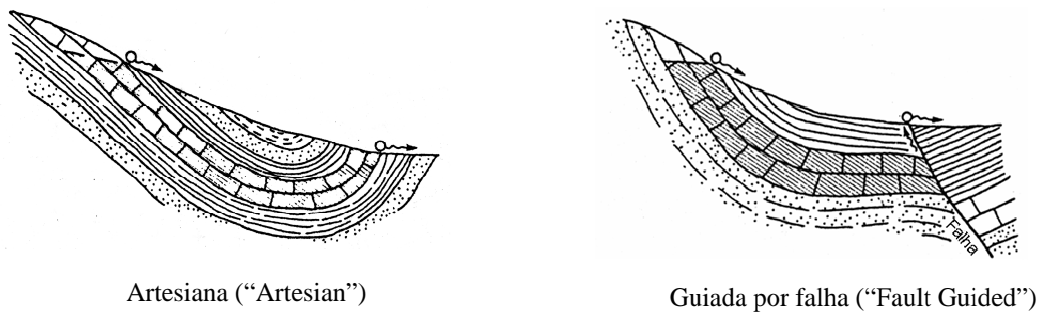


Figura nº 2.8 – Tipos de Nascentes encontradas no Carso. Extraído de Ford & Williams, 1989.