

V – UMA BREVE HISTÓRIA DO MAGMATISMO E A TEORIA DA TECTÔNICA DE PLACAS: MECANISMOS E CONTROVÉRSIAS

V.1 Introdução e objetivos

Este capítulo tem como objetivo apresentar uma perspectiva histórica da percepção humana dos fenômenos magmáticos, desde as primeiras teorias míticas e teológicas da antiguidade, até o atual debate entre os que adotam o modelo de plumas mantélicas e os que propõem outras alternativas a tal modelo.

V.2 Os primórdios

Em Gênesis 19,24-25, lê-se:

“Então o SENHOR fez chover enxofre e fogo, do SENHOR desde os céus, sobre Sodoma e Gomorra; e destruiu aquelas cidades e toda aquela campina, e todos os moradores daquelas cidades, e o que nascia da terra”.

Era comum para os povos antigos (monoteístas ou politeístas) atribuírem a uma divindade vários fenômenos de ordem natural que de alguma maneira viessem a favorecê-los ou castigá-los. A passagem bíblica acima citada, interpretada por seu(s) escritor(es) como um castigo de Deus às cidades de Sodoma e Gomorra, parece tratar da erupção de um vulcão ou, o que é mais provável, do efeito de um terremoto sobre bolsões de enxofre associados a evaporitos, terremoto esse que ocasionou a ignição do citado elemento químico.

Na mitologia grega, o deus do fogo era chamado de Hefesto, que havia se tornado o ferreiro divino e instalado suas forjas nos centros dos vulcões. Apresenta semelhanças com Vulcano, um deus da mitologia romana. O culto a Vulcano provavelmente remonta aos etruscos e, posteriormente, já com o Império Romano plenamente estabelecido, foi estendido a outras regiões vulcânicas da Itália como a Sicília e a Campânia.

A erupção do vulcão Thera (Santorini), que deu origem à ilha homônima, ocorreu em 1650 AC e produziu cerca de 30 km³ de magma, formando uma nuvem de rochas e cinzas vulcânicas de cerca de 36 km de altura (fig. 12). Atualmente, esse tipo de erupção é classificado como pliniano, em homenagem aos naturalistas romanos Plínio e seu sobrinho. Essa erupção, que provavelmente causou a extinção da civilização Minóica (que se desenvolveu na ilha de Creta), pode ter originado a lenda da existência da Atlântida e também muitas outras que vieram a enriquecer a mitologia grega.

O filósofo grego Empédocles, segundo Knierim (2005), foi o primeiro a estabelecer que o universo como um todo seria formado pela combinação de quatro elementos primordiais: água, terra, fogo e ar. É digno de nota que esse filósofo não fazia distinção entre matéria e energia, o que condiz com a moderna Teoria da Relatividade. Embora haja controvérsias, o filósofo grego Diógenes Laertius, em sua obra “Vida dos Eminentes Filósofos” (225 DC), relata que Empédocles se suicidou atirando-se no interior da cratera do vulcão Etna, na Sicília.



Figura 12 – Formato atual da Ilha de Santorini (do programa *Google Earth*.)

V.3 A erupção do Vesúvio

A erupção do monte Vesúvio, situado na antiga Campânia romana, teve um forte impacto na história da humanidade, pois causou uma grande destruição numa área próspera que continha as importantes cidades de Herculano e Pompéia. O evento catastrófico ocorrido em 79 AC foi precedido por tremores de terra, aos quais não foi dada a devida importância devido ao fato de que terremotos eram comuns na região. Os romanos nunca haviam presenciado uma erupção do Vesúvio, pois a ciclicidade das erupções desse vulcão é de cerca de 2000 anos, e a cidade de Roma foi fundada no século VIII AC.

A erupção teve início com uma intensa dispersão de púmice proveniente de uma elevada coluna eruptiva; a segunda parte da erupção foi composta por fluxos piroclásticos que causaram grande mortandade, tanto por traumatismo físico oriundo do fluxo propriamente dito e do desabamento de residências, quanto pela asfixia, causada pela inalação de cinzas vulcânicas e gases tóxicos.

As principais fases da erupção foram descritas por Plínio, o jovem, que as observou do cabo de Misenum, antigo porto militar romano, distante cerca de 21 km do vulcão. Seu tio, Plínio, o velho, que já havia escrito um tratado de história natural no qual não havia reconhecido o monte Vesúvio como sendo um vulcão, partiu com sua frota naval em socorro das vítimas que haviam se refugiado no litoral, mas morreu antes de alcançá-las, na baía de Stabia. As descrições de Plínio, o jovem (1975), são plenamente compatíveis com os estudos modernos efetuados na região, segundo Lirer *et al.* (1973), e podem ser consideradas como o nascimento da vulcanologia.

V.4 O debate entre Netunistas e Plutonistas

A partir da segunda metade do século XVIII, ocorreu um grande debate entre os netunistas, capitaneados por Abraham Werner, e os plutonistas, cujo expoente maior foi James Hutton (Holmes, 1978).

James Hutton, considerado por muitos como o pai da moderna geologia (p. ex, Bailey, 1967; Johnson, 2004) era um homem de posses, graduado em medicina, mas logo se interessou por examinar afloramentos de rochas na Escócia e no norte da Inglaterra, apresentando os resultados de seus estudos em um trabalho denominado *Theory of the Earth*, em 1785, na *Royal Society of Edinburgh*. Neste trabalho, ele relatou a importância das discordâncias e as intrusões de rochas magmáticas. Ele reconheceu que essas últimas haviam se originado de material fundido proveniente do interior da Terra, razão pela qual ele e seus seguidores foram denominados “plutonistas” (de Plutão, divindade romana dos infernos e das profundezas da terra).

Segundo Holmes (1978, p. 61), os netunistas cometeram vários erros conceituais, uma vez que admitiam que os cristais somente poderiam se formar por precipitação em meio aquoso. Eles acreditavam que as lavas poderiam se solidificar apenas como material vítreo e que, portanto, os basaltos, sendo rochas cristalinas, não poderiam se originar do resfriamento das lavas; e, finalmente, acreditavam que as erupções se originavam da combustão de carvão sob os condutos vulcânicos. Em suma: para os netunistas, todas as rochas formaram-se originalmente como sedimentos, cristalinos ou não, sendo que aqueles foram quimicamente precipitados de um oceano universal primitivo (daí o nome de sua teoria, proveniente de Netuno, o deus mitológico dos mares).

Werner conseguiu sustentar o netunismo em parte por ser um eminente mineralogista, mas havia estudado em detalhes somente um afloramento em Scheibenberg, na Saxônia, onde havia uma exposição de disjunção colunar de

basaltos, ao passo que plutonistas como Hutton, Jean Guettard e Nicolas Desmarest pesquisaram vários outros locais, tais como o sistema vulcânico de Puys de Auvergne, na França, e a grande erupção do tipo fissural que ocorreu na Islândia em 1783. Nesses locais eles puderam concluir, sem sombra de dúvida, que sua teoria era a correta. Não obstante, Werner, que havia escrito pouco a respeito de suas idéias, sustentou o netunismo até o final de sua vida, e sua eloquência entusiasmou legiões de estudantes que espalharam sua teoria pela Europa. Após a Revolução Francesa de 1789, a qual prejudicou de um modo geral a difusão das idéias, os netunistas tentaram conseguir uma sobrevida para sua teoria debatendo a origem dos granitos; porém, os plutonistas não tardaram a provar definitivamente que estes também são de origem ígnea.

V.5 A teoria da Tectônica de Placas

V.5.1. Primórdios do conceito de deriva continental

O conceito da deriva continental é uma idéia antiga, segundo textos obtidos do site oficial da Universidade de Lisboa, atualizados em 10/2005. (<http://geofisica.fc.ul.pt/informacoes/curiosidades/derivacontinental.htm>).

Desde que se traçaram os primeiros mapas, naturalistas e navegadores notaram que as costas dos continentes, em particular da África e da América do Sul, se ajustavam perfeitamente, como peças de um quebra-cabeças, se pudessem ser movimentadas (por exemplo, Francis Bacon em 1620, segundo a Revista “Ciência Hoje” de abril de 2002. Entretanto, não há uma comprovação formal de que ele realmente tenha constatado esse fato). O francês António Snider-Pelligrini foi o primeiro a estudar esta idéia com alguma profundidade, tendo apresentado no seu livro, *Creation and its Mysteries Revealed* (1848), o aspecto que os continentes teriam antes de terem se separado. Ele apresentou evidências de semelhanças entre fósseis, na Europa e na América do Norte, mas, como era um adepto do

criacionismo, baseou o seu raciocínio em eventos não comprovados cientificamente, como o dilúvio de Noé. A idéia pareceu tão disparatada aos cientistas da época, e ao público em geral, que foi abandonada e esquecida durante 50 anos. A teoria foi, pela primeira vez considerada séria entre 1908 e 1922, quando dois norte-americanos, Frank B. Taylor e Howard B. Backer, independente e quase simultaneamente, publicaram diversos artigos sobre a deriva dos continentes tendo como base a continuidade das cadeias de montanhas modernas nos diversos continentes (de acordo com o site <http://br.geocities.com/geologo98/deriva.html>).

De acordo com Griesemer (1998), o austríaco Eduard Suess, em 1904, sugeriu que a crosta terrestre seria o produto do resfriamento gradual da terra, tendo as montanhas e as bacias oceânicas se formado pelo encolhimento da crosta. Durante o desenvolvimento desse processo, uma grande área continental soerguida foi criada, a qual ele chamou de *Gondwanaland*. Subseqüentemente, algumas porções desse supercontinente subsidiram para formar as bacias oceânicas, também sem movimento relativo.

V.5.2 Tectônica de Placas e deriva continental

A teoria da tectônica de placas, segundo Szatmari (1990), foi consistentemente estabelecida por Alfred Wegener, um meteorologista e astrônomo alemão, ao proferir duas palestras em uma mesma semana de 1912 (“A origem das megaformas da crosta terrestre, continentes e oceanos, com base na geofísica” e “O deslocamento horizontal dos continentes”). Os mecanismos de propagação de calor (convecção, irradiação e condução) já haviam sido descobertos por Count Rumford em 1797. Segundo Holmes (1978, p. 709 e 710), a convecção subcrustal foi sugerida por William Hopkins em 1839, e Osmond Fisher em seu livro *Physics of the Earth's Crust*, de 1881, discutiu as aplicações geológicas de tal mecanismo. Holmes (*op. cit.*) reproduz um significativo trecho do trabalho de Fisher:

“A existência de correntes de convecção abaixo da crosta resfriada da Terra fornece um meio de se obter os incrementos locais de temperatura que, de um ou outro modo, parecem ser necessários para se explicar os fenômenos vulcânicos”. (Capítulo 31, p. 710).

Ele também sugeriu que o encontro de duas correntes convectivas descendentes poderia ocasionar o soerguimento de montanhas pela fricção das mesmas com a crosta terrestre sobrejacente.

Johnson (2004), utilizando a proposta de Kuhn (1962), traçou um paralelo entre o plutonismo de James Hutton e a teoria da tectônica de placas, concluindo que o primeiro representa um estágio de pré-paradigma e crise, ao passo que a segunda constitui um verdadeiro paradigma na geologia. Essa conclusão deve ser tomada com reservas, uma vez que a ciência continua em constante evolução e, como será visto adiante, a teoria das plumas mantélicas, formulada por Morgan (1971, 1972) para explicar o mecanismo da tectônica de placas, logo se tornou um paradigma, mas tem sido atualmente questionada por diversos autores.

Nas placas continentais, o fluxo de calor resultante do decaimento radiogênico é maior do que na litosfera oceânica. Joly (1925) afirma que esse fato que já era motivo de especulação desde que a humanidade começou a penetrar abaixo da superfície da terra, para fins de mineração e, mais tarde, em busca de água e petróleo. Baseado nesse fato Holmes (1926, 1927) elaborou a idéia da deriva continental pela convecção térmica do manto.

Os primeiros experimentos sobre camadas de fluidos aquecidos por baixo foram elaborados por H. Bénard em 1900 (Holmes, 1978). Segundo Anderson (2001a), Bénard aqueceu óleo de baleia em uma panela e observou, na superfície do óleo, um sistema de células hexagonais, as quais foram interpretadas por Rayleigh como sendo uma função da instabilidade de um fluido aquecido por baixo. A física básica aqui envolvida é a divisão vertical de um leito fluido horizontalmente estratificado quando um estado constante é atingido, de modo que o calor proveniente da superfície inferior é carregado para cima pela ascensão de material mais quente e, conseqüentemente, mais leve, sendo que esse movimento é

compensado, de maneira oposta, pela descida de material mais pesado, resfriado na superfície (fig. 13).



Figura 13 - Foto de óleo e folhas de tomilho, aquecidos por velas em uma tigela de vidro. O calor faz com que a mistura ascenda no meio da tigela (acima da chama das velas), depois flua horizontalmente para lados opostos na superfície do sistema e desça próximo às bordas laterais, mais frias, da tigela, para novamente fluir no fundo da mesma em direção ao centro inferior, mantendo assim ativo o sistema convectivo. (Foto obtida no site <http://www.eas.purdue.edu/~braile/edumod/convect/convect.htm>).

Mecanismo semelhante têm sido proposto para o interior da terra (fig. 14).

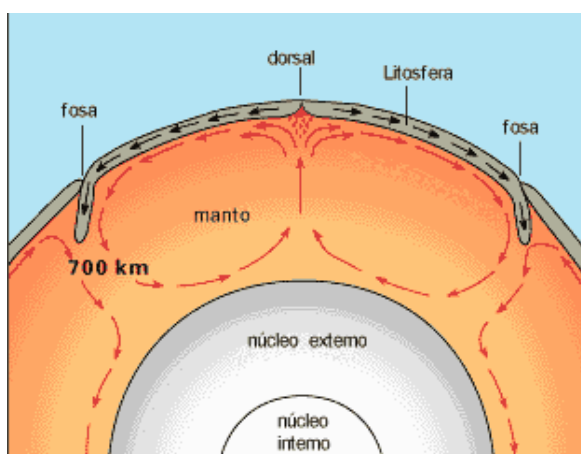


Figura 14 – Imagem simplificada da deriva continental movida por correntes de convecção mantélicas. (Imagem obtida no site <http://www2.geo.uib.no/SEIS-SCHOOL/ariadna/platetectonics.html>).

É importante ressaltar que as células de convecção só começam a se formar quando as diferenças de densidade entre os leitos de fluido, causadas pelo aquecimento, possam superar as forças de resistência (principalmente o atrito) entre tais leitos.

Segundo Anderson (2001a), o mecanismo de convecção de Rayleigh-Bénard tornou-se um clássico exemplo de convecção termal, tendo sido também um protótipo de sistema dissipativo organizado e não-equilibrado; entretanto, Pearson (1958) mostrou, pioneiramente, que esse tipo de sistema, num meio homogêneo, é controlado de cima pela tensão superficial. Esse fenômeno foi, posteriormente, comprovado por numerosos estudos (p. ex, Molenkamp, 1998), abrindo caminho para a contestação do paradigma da deriva continental controlada passivamente pelas correntes de convecção.

Meyerhoff e Meyerhoff (1972 e outros) escreveram inúmeros trabalhos nos quais apontaram inconsistências na teoria de tectônica de placas, baseados em dados geofísicos, topológicos, paleontológicos e paleogeográficos, em grande parte insuficientes na época, argüindo que as semelhanças fósseis entre continentes podem ter sido causadas pelo transporte de larvas e sementes nos pés de pássaros através do oceano. Os artigos dos citados autores suscitaram debates acalorados entre eles e vários geocientistas eminentes, como, por exemplo, David McKenzie. Vale salientar que Meyerhoff participou de discussões na Petrobras, no início dos anos 1980.

V.5.3 *Hotspots* e o mecanismo das Plumas Mantélicas.

O conceito de *hotspots* foi apresentado em 1963, por Tuzo Wilson, um brilhante geofísico canadense que percebeu que em certas regiões do planeta, como no arquipélago do Havaí, o vulcanismo tem estado ativo por um longo intervalo de tempo geológico. Ele então especulou que, sob tais regiões, deveria haver uma anomalia térmica positiva que ele denominou *hotspot* ou ponto quente.

Esse ponto seria fixo e teria originado o referido arquipélago pela lenta passagem do leito do Oceano Pacífico sobre ele, fazendo com que suas ilhas se tornassem progressivamente mais jovens para SE (fig. 15).

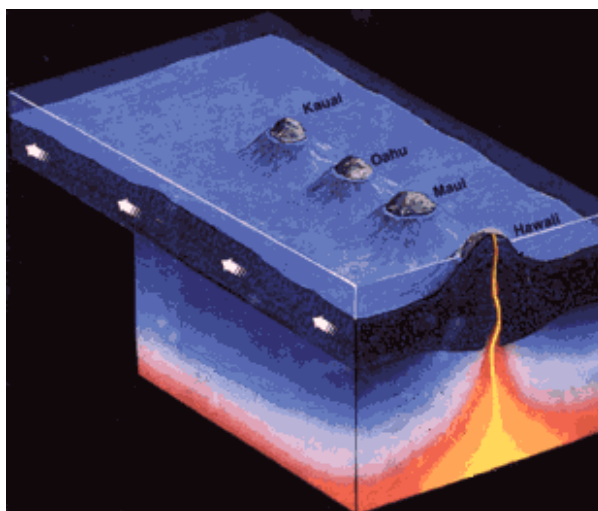


Figura 15 – Diagrama ilustrativo do movimento da Placa do Pacífico sobre o ponto quente fixo do Havaí, mostrando a formação da cadeia de montes submarinos *Hawaiian Ridge-Emperor*. As setas brancas indicam o sentido do movimento das placas (do site <http://pubs.usgs.gov/publications/text/hotspots.html>).

Morgan (1971, 1972) propôs o conceito de plumas de convecção provenientes da base do manto inferior (a camada D'') para explicar a deriva continental, tendo calculado a existência de cerca de vinte plumas mantélicas trazendo calor e material relativamente primordial para a litosfera. Segundo ele, tais plumas causam correntes que se movem horizontalmente em direções opostas na base das placas litosféricas, sendo que o movimento das placas estaria condicionado pelo atrito entre elas e as referidas correntes, em combinação com outros fatores, como as interações entre as placas em seus limites.

Morgan (1971, 1972.) reconhecia que as interações entre as placas são importantes para determinar os esforços atuantes no interior das mesmas, o que não o impediu de afirmar que grandes *hotspots* poderiam evoluir sem causar solução de continuidade dentro de uma placa, tal como o que existe sob o arquipélago do Havaí. Segundo ele, é possível construir um modelo simples de

dinâmica crustal através de premissas sobre o regime de fluxo oriundo de uma determinada pluma e as relações de esforços em altos submarinos, falhas e fossas tectônicas. Seus argumentos para afirmar que as plumas são os fatores determinantes da tectônica de placas são baseados nas premissas que se seguem: (a) quase todas as plumas estão localizadas próximo às cristas submarinas e junções tríplices entre as placas (o que já havia sido notado por Wilson, 1963); (b) há evidências de que algumas plumas têm estado ativas antes da separação dos continentes; e (c) os *hotspots* estão localizados sobre altos topográficos e gravimétricos (nesse caso, seriam plumas e não *hotspots*, segundo a definição formal de ambos apresentada no capítulo I, pág. 3).

O mecanismo de convecção mantélica é nos dias de hoje, universalmente aceito, pois mesmo seus críticos admitem que ela acontece no manto superior. Entretanto, segundo Anderson (2005a), as simulações laboratoriais de convecções não têm sido capazes de explicar as feições tectônicas de primeira ordem das placas. A teoria da tectônica de placas, em seus primórdios, assumiu um caráter cinemático e descritivo, partindo das premissas de que as placas são rígidas ou elásticas, com limites abruptos, movimentos horizontais e situadas sobre um manto isotérmico.

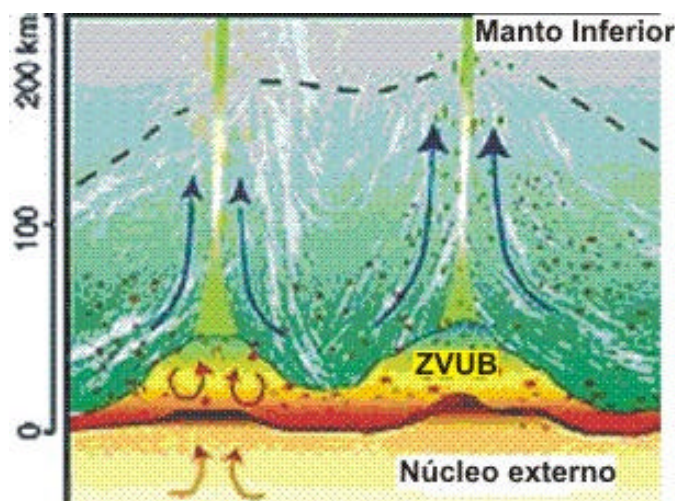


Figura 16 – Mecanismo de formação das plumas numa suposta zona de baixa velocidade existente na interface núcleo externo/manto inferior (do site

<http://www.spacedaily.com/images/earth-outer-mantle-bg.jpg>). ZVUB: zona de velocidades ultra-baixas.

V.5.4 O debate entre os adeptos da teoria das plumas e seus adversários

Desde que foi lançado por Morgan (1971, 1972), o conceito das plumas convectivas do manto foi extremamente bem aceito. Tal conceito é simples, elegante e aparentemente robusto, tornando-se um paradigma da geologia. Entretanto, a teoria das plumas traz em si algumas contradições que não tardaram a serem percebidas por geocientistas mais perspicazes (fig. 17).

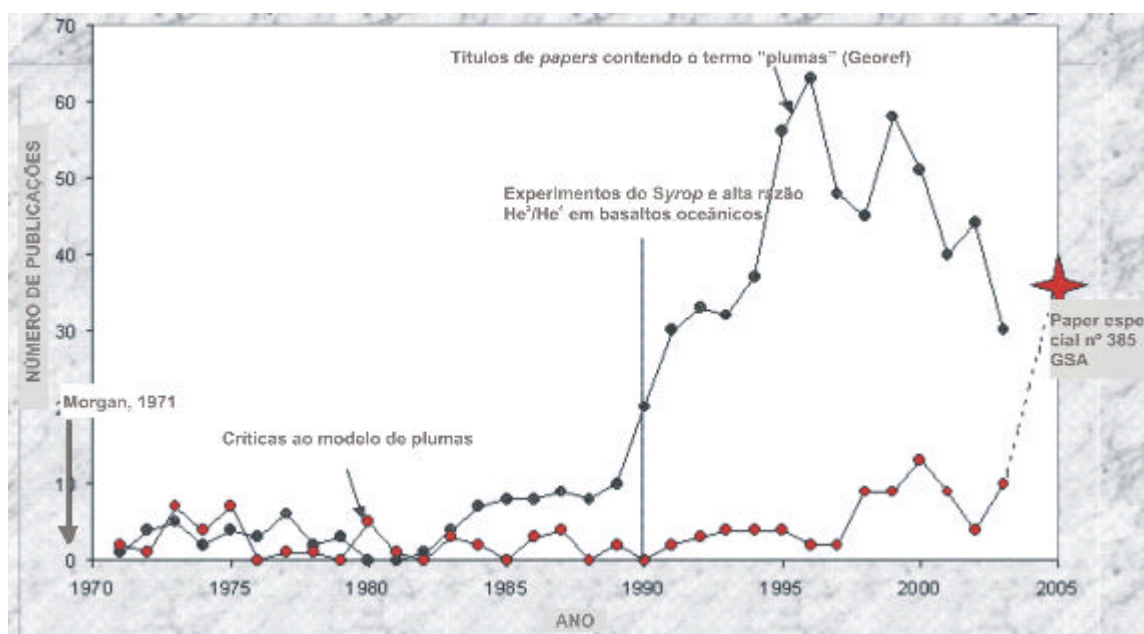


Figura 17 – Comparação gráfica entre o número de publicações contendo plumas em seus títulos (em negro) e aquelas que criticam o modelo (em vermelho). Observa-se que, após atingir seu ápice na segunda metade dos anos de 1990, o gráfico que corresponde às primeiras está atualmente em declínio. O aumento do número de publicações versando sobre modelos alternativos em 2005 deve-se ao lançamento, naquele ano, do livro *Plates, Plumes and Paradigms*, editado por Folger *et al.* (2005), que contém cerca de 40 trabalhos técnicos que questionam o paradigma das plumas mantélicas (*non-plume-related magmatism*). (Do site www.mantleplumes.org).

Saunders (2003), um adepto da teoria das plumas, afirmou que elas são “ardilosas (*elusive*), ocultas, enigmáticas e importantes”. Entre os geocientistas que encontram falhas nessa teoria, o geofísico Don Anderson, do *Californian Institute of Technology* tem sido o mais atuante. Ele lançou a teoria que denominou “*Top-down tectonics*” (Anderson, 2001a). Segundo ele, há dois modelos que competem entre si para explicar a convecção mantélica. O primeiro deles propõe um manto estratificado em duas ou mais regiões convectivas; no segundo, as correntes de convecção percorrem todo o manto. Suas conclusões são derivadas da aplicação de diversas ferramentas geofísicas, entre as quais a análise espectral, filtros casados (*matched filters*), difratores (*scattering*) e anisotropia (as traduções são de Duarte, 2005). Ele sustenta, por exemplo, que variações sutis de velocidades sísmicas e seus gradientes podem ser oriundas de variações composicionais, e que as variações de pressão suprimem os efeitos da temperatura na densidade, tornando mais difícil a convecção profunda do manto, além de suprimirem o efeito da temperatura nas velocidades sísmicas, introduzindo um grau de incerteza nas inferências de temperatura mantélica derivadas da sismologia. Tomando o ponto de vista de Pearson (1958), ele sustenta que as placas são sistemas auto-organizados, que comandam a convecção mantélica de cima, sendo que o principal fator que controla o mecanismo da tectônica de placas é o resfriamento do planeta próximo à superfície. Finalmente, a teoria de Anderson (2001a) pressupõe que um supercontinente estacionário atua como uma barreira para o calor proveniente do manto, produzindo neste uma expansão térmica, a qual por sua vez conduz à fusão parcial e a um arqueamento do geóide, com a conseqüente quebra do supercontinente.

De acordo com Anderson (2001b), a astenosfera não é quimicamente homogênea e suas variações de temperatura de longo comprimento de onda, em relação à sua temperatura média, são de $\pm 200^{\circ}$ C; isso significa que tais variações incluem os excessos de temperatura que têm sido atribuídos a plumas mantélicas (Anderson, 2005a). Adicionalmente, ele propõe que uma grande parte

do manto superior está muito próxima de seu ponto de fusão; portanto, os critérios para a intrusão de diques são: (a) o *stress* compressional mínimo da litosfera tem de ser horizontal e (b) a fluabilidade do material fundido deve exceder o *stress* ativo no interior da placa. Anderson e Natland (2005) argumentam que os efeitos da pressão nas propriedades dos materiais não são considerados nos experimentos e simulações computacionais das plumas e/ou *hotspots*.

Courtillot *et al.* (2003) examinaram as propriedades de 49 *hotspots*, tendo considerado dentre os sete maiores (Havaí, *Louisville*, *Reunion*, Páscoa, Islândia, Afar and Tristão da Cunha), são os mais prováveis de terem sua origem atribuída a plumas profundas ou “primárias” (“morganianas”), em virtude de todos apresentarem fortes anomalias negativas de velocidades no manto superior, opinião essa compartilhada por Anderson (2004). Courtillot *et al.* (2003) sugerem duas origens adicionais para os *hotspots*: aqueles originados do fundo da zona de transição, no topo dos domos de curta duração que correspondem às grandes intumescências (*superswells*) e os que estão ligados a fraturas da litosfera, causando fusão parcial na astenosfera, sendo, portanto, compatíveis com a teoria de *Top-down tectonics* de Anderson (2001a), ou seja, “andersonianos”. A zona de transição, entre 400 e 1000 km, mostra três rápidos incrementos nas velocidades de ondas sísmicas e apresenta comportamento variável de transmissão das ondas sísmicas perpendiculares (S).

Aqueles que advogam um controle dos processos magmáticos a partir de cima (p. ex., Anderson, 2001a, b) defendem a idéia de que um supercontinente estacionário atua como barreira para o material aquecido proveniente do manto, fazendo com que a litosfera se fracture sobre o arqueamento em zonas de fraqueza da Litosfera; a injeção de magma anorogênico seria responsável pela formação de zonas de rifteamento.

Por outro lado, os adeptos da teoria das plumas, estimulados pelos questionamentos citados, continuam refinando cada vez mais os seus modelos com base em experimentos laboratoriais. Por exemplo, Davaille *et al.* (2002) criaram um mecanismo para explicar por que plumas (como a que supostamente

causa o magmatismo do Havaí, na visão de Morgan, 1971, 1972), que são muito frias para se manterem ativas por um longo intervalo de tempo, conseguiram ascender da interface manto/núcleo, a qual possui um contraste térmico esperado de cerca de 1000° C. Segundo tal mecanismo, as anomalias de temperatura poderiam ser significativamente reduzidas se forem associadas a plumas geradas a partir de uma interface térmica estratificada em camadas de densidade diferente. De seus experimentos, eles concluem que *hotspots* termoquímicos podem se formar no manto, permanecendo ativos por centenas de milhões de anos.

Analisando-se criticamente trabalhos como esse, chegamos à conclusão de que muitos autores atualmente confundem os conceitos de plumas mantélicas (que são essencialmente sistemas convectivos) com o de *hotspot* (ponto quente situado abaixo da litosfera); além disso, o conceito de plumas não é o mesmo para geólogos, geoquímicos e geofísicos.

Embora alguns geólogos considerem que as plumas se formam nas porções inferiores da astenosfera e são oriundas do calor produzido pelo decaimento radioativo de concentrações anômalas de isótopos, a maioria admite que elas são formadas próximo ao limite manto inferior/ núcleo externo (fig. 16). De acordo com Anderson (2004), a definição precisa de uma pluma é obtida da dinâmica dos fluidos, sendo que elas nada mais são que estruturas ascendentes e descendentes em um fluido, as quais são mantidas por flutuabilidade termal (*thermal buoyancy*). Em suas próprias palavras,

“a convecção normal em um fluido com as propriedades do manto ocorre numa escala muito grande, comparável às escalas laterais das placas e às espessuras dos leitos mantélicos. Em geofísica, as plumas constituem uma forma especial de convecção em pequena escala, originadas num leito divisório termal (*thermal boundary layer*), aquecido de baixo.”

Torna-se necessário definir com o maior rigor possível os conceitos de plumas e *hotspots* porque, nos últimos anos, em muitos trabalhos que têm sido publicados, percebe-se alguma confusão entre esses dois termos, fato esse reconhecido por Anderson (2005b). Por exemplo, segundo Kerr (2003), geólogos e geoquímicos têm inferido plumas de traços deixados por *hotspots* como Havaí e Islândia, ao

passo que é mais preciso definir as plumas em termos termodinâmicos, como o fez Anderson (2004). Para alguns autores, é perfeitamente plausível que *hotspots* sejam originados a partir pluma clássica. Por exemplo, um dos expoentes entre os que defendem a teoria das plumas mantélicas é a geocientista Rafaella Montelli, da Universidade de Princeton, por sinal a mesma em que Jason P. Morgan recebeu seu título de PhD em física e lecionou geofísica por mais de 40 anos. A convicção de Montelli na existência das plumas pode ser avaliada pelo título do trabalho apresentado por ela e colaboradores numa conferência da *American Geophysical Union* (AGU): *Plumas ou não? Sim, e muitas!* (Montelli *et al.*, 2004a).

A tomografia, em geofísica, é um termo que engloba todos os métodos sísmicos de imageamento do interior da Terra. Esses métodos podem apresentar, como resultado final, os efeitos da transmissão, absorção, reflexão, refração e difração (Duarte, 2005). O principal problema no imageamento das plumas no manto inferior, segundo um dos adeptos da teoria das plumas (Nataf, 2000) é o diâmetro da zona de Fresnel, que, naquela profundidade, seria de cerca de 400 km para uma onda P de curto período (ou longo comprimento de onda). Como a zona de Fresnel é a área circular que define a resolução dos dados sísmicos, e que corresponde, a cada profundidade, ao diâmetro da calota de frente de onda com a espessura igual a 1/4 do comprimento da onda dominante, Nataf (*op. cit.*) conclui que as plumas com diâmetros daquela ordem de magnitude podem ser totalmente invisíveis na tomografia clássica de tempo de trânsito.

De acordo com Montelli *et al.* (2004b), as plumas podem ser bem evidenciadas pelo método de tomografia sísmica de frequência finita desenvolvido por eles; entretanto, esses autores, que utilizaram a inversão de traço sísmico para ondas P e S, afirmam que todas as plumas por eles amostradas possuem diâmetros de muitas centenas de quilômetros. Eles citam Ascensão, Açores, Ilhas Canárias, Ilha de Páscoa, Samoa e Taiti como exemplos de *hotspots* originados na base do manto. Destes, apenas o de Ilha de Páscoa faz parte da lista elaborada por Courtillot *et al.* (2003). Isso demonstra que diferentes autores possuem diferentes

candidatos para *hotspots* originários da interface manto/núcleo e uma confusão entre os conceitos de plumas e *hotspots*, pois, como exemplos de *hotspots* oriundos de plumas rasas, Montelli *et al.* (2004b) citam *Yellowstone*, Ilhas Salomão, Austrália Oriental, Etna, Galápagos, Islândia e Java Meridional.

É digno de nota que em seu trabalho, bastante criterioso e bem argumentado, Montelli *et al.* (2004b) afirmam terem descoberto várias anomalias de velocidade novas que não estão associadas a *hotspots* bem conhecidos, e que porções da litosfera que sofreram subducção originam frentes de ondas sísmicas fracas ou ausentes. As zonas de subducção são um dos principais argumentos dos geocientistas que não aceitam a teoria das plumas (Anderson, 2001a; Foulger *et al.*, 2005) para explicar a excessiva produção de magma em determinadas regiões. Os modelos de Montelli *et al.* (2004 b), surpreendentemente, revelam que não há uma pluma significativa sob *Yellowstone*, uma região cuja complexidade geológica tem intrigado os geocientistas que a estudam.

Uma comparação entre os modelos de plumas e *Top down tectonics* pode ser vista na figura 18. Nesta figura, vemos uma montagem feita por Anderson (2005c) ilustrando, à esquerda, o modelo de plumas mantélicas (segundo Courtillot *et al.*, 2003) e, à direita, o modelo de *Top-down tectonics* (Anderson, 2001a). O lado esquerdo apresenta três modelos, os quais partem da premissa de que o manto superior é homogêneo em sua composição e tem sua base a 650 km de profundidade: (a) grande plumas mantélicas sustentadas pelo mecanismo de convecção, originadas na interface manto inferior/núcleo; (b) *hotspots* causados por plumas (canais inferidos) estreitas originadas na citada interface e (c) vulcões originados na própria astenosfera. A subducção faz com que placas oceânicas, mais frias, penetrem no manto inferior e causem “avalanches mantélicas”, representadas por correntes de convecção que se movem em direção ao núcleo terrestre. Nesse modelo, o núcleo fornece o calor e o manto superior o material que ascende à superfície e conduz o calor por convecção. As cores azuis são

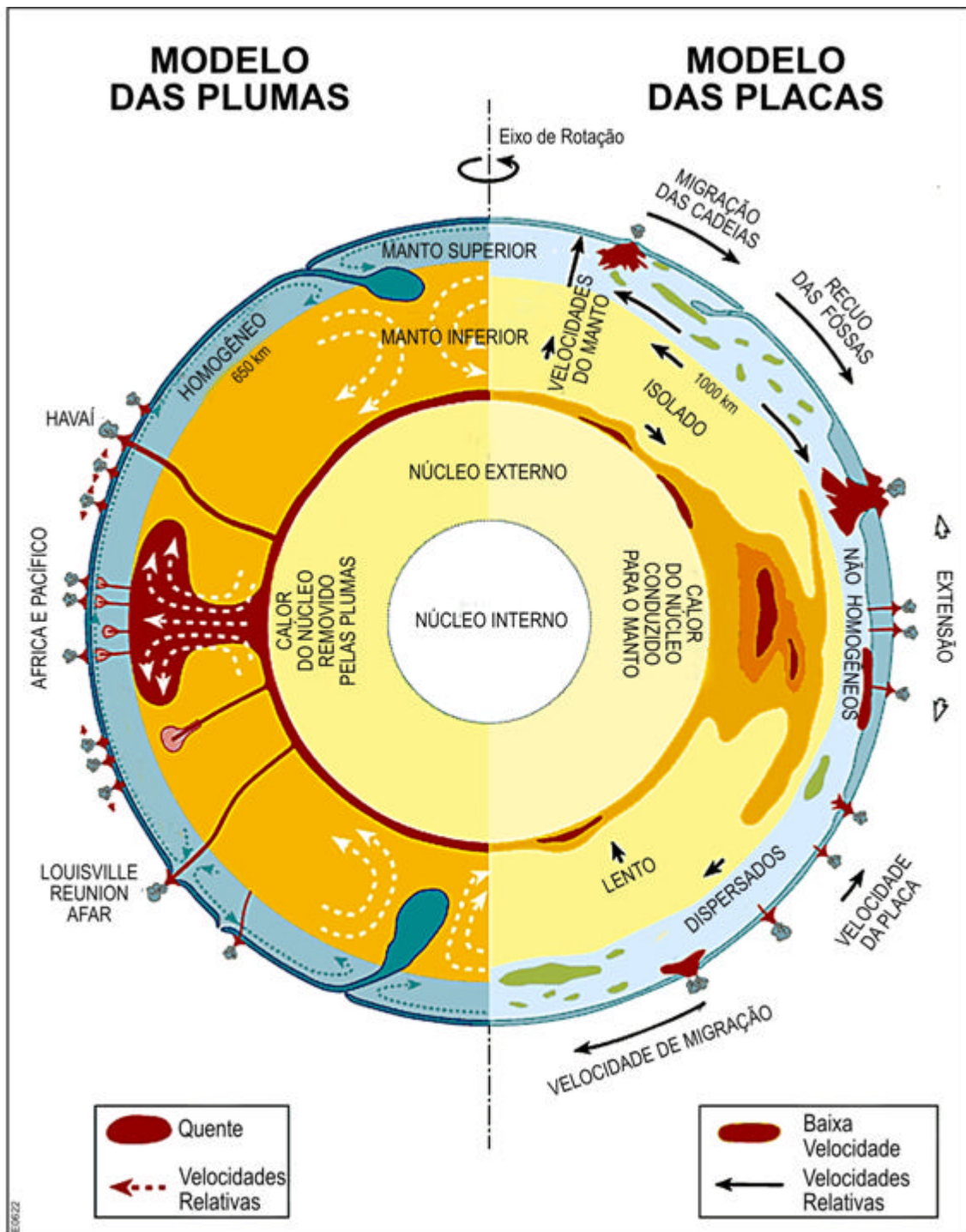


Fig. 18 - Comparação entre os modelos de Courtillot et al. (2003) e Anderson (2001), de Anderson (2005c). Explicações no texto.

regiões mais frias e as vermelhas, regiões mais quentes, ambas estabelecidas a partir da premissa de que as velocidades sísmicas são menores em materiais mais aquecidos (o que nem sempre é verdadeiro).

No lado direito, observa-se que o manto superior é heterogêneo e ativo, ao passo que o manto inferior é isolado e inerte, contendo em seu interior antigas feições alargadas pelas altas pressões. O manto superior, cuja base, nesse modelo, se situa a 1000 km de profundidade (descontinuidade de Repetti), contém material reciclado de diferentes dimensões e idades, que se equilibram em épocas e profundidades diferentes, o que explicaria a heterogeneidade do manto superior.

Regiões de baixa densidade nos mantos raso e profundo causam levantamento e extensão da litosfera, sendo que os componentes geoquímicos do tipo MORB e OIB provêm do manto superior e são formados através de reciclagem de material proveniente da litosfera subductada. Nesse modelo o calor do núcleo é transmitido através do manto por condução. As cores vermelhas e azuis aqui representam respectivamente, regiões de baixas e altas velocidades das ondas sísmicas, e não necessariamente regiões mais frias ou mais quentes, pois fatores como densidade, composição e rigidez dos materiais atravessados por elas, além da temperatura, influenciam suas velocidades.

De acordo com Foulger (2003), em alguns locais, onde a tomografia do manto revelou imagens interpretadas como sendo a expressão física da localização de plumas mantélicas, as anomalias encontradas estão confinadas ao manto superior (ou eventualmente à litosfera), como *Yellowstone*, Tristão da Cunha e os Açores. Entretanto, medidas de fluxo térmico e análises petrológicas não revelam magmas de temperatura muito elevada sob o Havaí e a Islândia, considerados na literatura como exemplos clássicos de *hotspots* originados por plumas (no conceito de Morgan, 1971, 1972). Segundo ela,

(...) “os modelos físicos sugerem que a existência de plumas clássicas pode ser impossível porque as enormes pressões existentes no manto profundo suprimem a flutuabilidade do material aquecido”, e (...) “os eventos vulcânicos requerem somente uma fonte de rocha fundida

(aparentemente sem grandes anomalias térmicas) e extensão crustal para ocorrerem. A reintrodução de basalto no manto raso, nas zonas de subducção, causa heterogeneidades e localmente um aumento da fertilidade sob a forma de eclogitos, dos quais podem ser extraídos, a temperaturas relativamente baixas, volumes excepcionalmente grandes de material fundido. Deformações no interior das placas causam extensão distante dos limites das mesmas". (*sic*).

Atualmente, os geocientistas das principais companhias petrolíferas trabalham com levantamentos sísmicos de reflexão, tridimensionais, de excelente qualidade, com amostragens espaçadas de 25 m e profundidades de até 8 km em bacias sedimentares de margens divergentes. Tais levantamentos, ao mesmo tempo em que aumentam a confiabilidade dos modelos geológicos neles baseados, ainda apresentam incertezas que somente uma amostragem direta (perfuração) pode dirimir. Portanto, os intérpretes de dados sísmicos de qualquer natureza, sejam eles produzidos pelo homem ou de origem natural, devem ser cautelosos na interpretação de seus resultados, uma vez que vários fatores influenciam as velocidades das ondas sísmicas, tais como diferenças de temperatura, de densidade, de pressão, de composição e de rigidez dos materiais.

A origem de todas as incertezas e controvérsias é o fato de que o poço mais profundo perfurado até hoje, ao que consta, atingiu a profundidade de cerca de 12 km, na península de Kola, na Rússia, próximo ao Círculo Polar Ártico. O referido poço amostrou apenas rochas cristalinas ácidas, o que indica que seu término se deu inteiramente no interior da crosta continental. Adicionalmente, os poços mais profundos perfurados até hoje pela indústria petrolífera atingiram espessuras máximas de 7 km de sedimentos. Portanto, toda a estrutura do interior da Terra tem de ser deduzida de métodos geofísicos, que fornecem uma perspectiva indireta, necessitando, portanto, ser interpretados, e também de experimentos laboratoriais que não podem simular o tempo geológico, razão essa muito utilizada pelos críticos de tais experimentos.

Todos os argumentos usados em favor da existência das plumas e contra (mecanismos alternativos) têm sido extensivamente discutidos em toda a literatura geológica. Percebe-se, muitas vezes, que esses argumentos são constantemente repetidos, pois artigos novos citam-nos constantemente de outros mais antigos e assim sucessivamente. Para fazer avançar a ciência, é necessário definir a terminologia com o devido rigor, e fazer uma leitura crítica das interpretações feitas a partir de dados obtidos por métodos geofísicos indiretos, que estão em constante evolução.

VI. SUPERCONTINENTES E PROCESSOS DE RUPTURA

Nosso planeta compreende cerca de 12 placas tectônicas principais que se movem umas em relação às outras, sendo produzidas nos chamados centros de espalhamento (limites construtivos), que são cadeias mesoceânicas onde a crosta oceânica é formada por acréscimo de material do tipo MORB (*Mid Oceanic Ridge Basalts*), de natureza toleítica. As placas, por sua vez, são consumidas nas zonas de subducção (os chamados limites destrutivos), e movem-se lateralmente umas em relação às outras, nos chamados limites transcorrentes.

As informações que se seguem são baseadas no site <http://www.bookrags.com/sciences/earthscience/supercontinents-woes-02.html>, complementadas com outras fontes.

De acordo com a teoria da tectônica de placas, a crosta terrestre é continuamente formada e reciclada (crosta continental) e formada e destruída (crosta oceânica), num processo de equilíbrio relativo. Entretanto, certas porções no interior dos atuais continentes permaneceram estáveis por bilhões de anos (são as chamadas zonas cratônicas). Os supercontinentes são formados pela colisão ocasional das placas que contêm tais regiões estáveis, em períodos globais de orogênese, para formar os chamados supercontinentes; estes, por sua vez, constituem isolantes térmicos para o calor que flui constantemente do interior da terra para a superfície (Anderson, 2001a). Portanto, a intervalos de tempo mais ou menos regulares, as zonas de fraqueza no interior dessas regiões são reativadas quando atingidas por plumas mantélicas (no conceito de Morgan, 1971), ocasionando sua ruptura e a conseqüente subdivisão do supercontinente em vários fragmentos, os quais inicialmente se movem em sentidos opostos para depois colidirem novamente, formando um novo supercontinente. A ruptura se dá porque os supercontinentes atuam como *buffers*, no conceito de Parker (1985), acumulando sob si próprios a energia térmica por milhões de anos, até que eles se rompam sobre as mencionadas zonas de fraqueza. O intervalo de tempo geológico envolvido nos processos acima descritos constitui o chamado “Ciclo de Wilson” (Wilson, 1966). O trabalho de Wilson, embora ainda seja aceito hoje em

sua linhas gerais, enfatizava o conceito dos geossinclinais, os quais seriam formados nas margens passivas recém criadas; Os conceitos de geossinclinal e geoanticlinal caíram em desuso com o passar do tempo.

Reconstruções de placas formadas de ± 200 Ma até o presente podem ser feitas graficamente através da análise das anomalias magnéticas do espalhamento do leito submarino, cujas idades são conhecidas. O advento da altimetria por satélite nos anos de 1990 auxiliou muito nas reconstruções, ajudando a determinar com maior precisão os pólos de rotação (ou pólos de Euler), com a identificação mais acurada das falhas transcorrentes ao longo das quais as placas se movem horizontalmente umas em relação às outras. Todas as reconstruções são baseadas na premissa (contestada por alguns) de que a Terra manteve seu raio constante ao longo de sua evolução.

Reconstruções mais antigas que a idade da quebra do Supercontinente Gondwana somente podem ser feitas por correlação geológica entre crátons que atualmente se encontram muito distantes uns dos outros. Tais correlações incluem antigas anomalias magnéticas, análise de enxames de diques máficos (que supostamente convergem sobre o centro de uma suposta pluma mantélica pretérita), tipos de rochas e assembléias de fósseis comuns a diferentes crátons, com o auxílio de análises de proveniência de metassedimentos através de análises geocronológicas de U/Pb em zircão detrítico e, finalmente, correlações entre grandes províncias magmáticas.

Por extensão do propósito, pode-se, entretanto, citar a possível existência, no Arqueano (há cerca de 3 Ga), de um primitivo supercontinente denominado Vaalbara, identificado pelas semelhanças entre as seqüências sedimentares no cráton de Kaapvaal, na África do Sul, e o de Pilbara, na Austrália ocidental (Strik, 1973). Entretanto, a existência de Vaalbara tem sido questionada, pois evidências paleomagnéticas recentes sugerem que os citados crátons não estavam unidos por volta de 2,8 Ga atrás. Outros supercontinentes propostos, no Paleoproterozóico, são os de Ur e Columbia.

Do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico Superior considera-se a existência do Supercontinente Rodínia, formado pela junção de terrenos Precambrianos da Austrália, Canadá, Índia, Madagascar, Antártica Oriental e América do Sul. Sua fragmentação, ocorrida no Neoproterozóico superior, deu origem aos oceanos Pacífico e Iapetus, que posteriormente constituíram as margens do Supercontinente Gondwana (fig. 19), cuja formação final se deu no Paleozóico Inferior (Cawood, 2005).

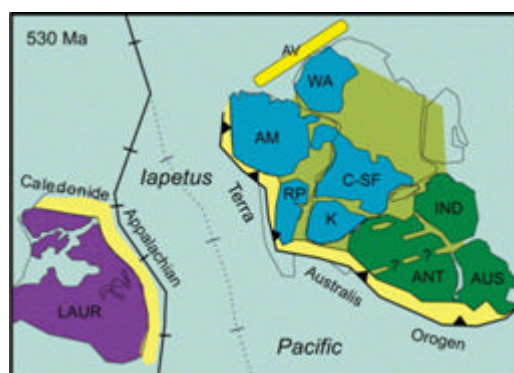


Figura 19 – Reconstrução paleogeográfica do Gondwana (à direita) e de Laurentia (à esquerda) há cerca de 530 Ma, quando já havia ocorrido a amalgamação dos segmentos ocidental (em azul) e oriental (em verde) do Supercontinente Gondwana como resultado das orogênias Brasileira e Pan-Africana. Laur: Laurentia; AM: Amazônia; WA: Oeste da África; C-SF: Congo - São Francisco; AV: Avalon; IND: Índia; ANT: Antártica; AUS: Austrália; K: Kalahari, RP: Rio da Prata. As Orogenias Terra Australis, Avaloniana e Caledoniana-Apalachiana estão em amarelo. (Cawood, 2005).

O Supercontinente Gondwana era separado de outro, denominado Laurásia, pelo oceano de Tethys, do qual o atual mar Mediterrâneo representa o estágio final de evolução. A Laurásia, por sua vez, formou-se pela colisão entre Laurentia (América do Norte), Báltica (Escandinávia) e partes da Europa e da Sibéria, há aproximadamente 400 Ma atrás. A história da margem ocidental do Gondwana é marcada por sua colisão com o Supercontinente Laurentia, que em sua parte norte ocasionou o fechamento do oceano de Iapetus, formando o Supercontinente Pangea, no final do Paleozóico, há cerca de 320 Ma. Este último, por sua vez, fragmentou-se entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, por processos de rifteamento supostamente relacionados à atuação de plumas mantélicas. Tal história pode ser lida com riqueza de detalhes, em Veevers (2004).

VII - ALGUMAS ÁREAS DE INTERESSE

VII.1 - Introdução

Foram escolhidas algumas áreas bastante didáticas para o tema desta tese. Uma delas (o Arquipélago do Havai), pertence a um contexto geotectônico diferente daquele da área de estudo, mas serve para ilustrar mecanismos e processos que nela podem ter ocorrido. Outras, como a Margem Continental da Noruega, o Arquipélago das Canárias, a Islândia e a Cadeia Vitória-Trindade, apresentam análogos úteis para comparação direta.

VII.2 - O Arquipélago do Havai

Esse arquipélago é bastante didático e controverso para o conceito de plumas mantélicas e *hotspots*, pois nele, assim como na cadeia do Imperador, do qual constitui a continuidade para SE após uma inflexão de 60°, a idade das ilhas vulcânicas decresce sistematicamente no mesmo sentido (figura 20).

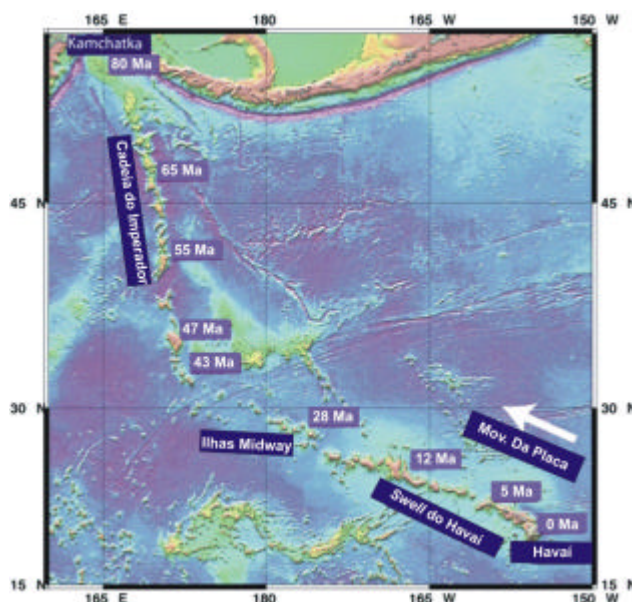


Figura 20 – Mapa regional mostrando que a Cadeia do Imperador-Havai pode ser traçada desde o vulcão Kamchatka até o Arquipélago do Havai, com uma diferença de 80 Ma. A cadeia

apresenta uma abrupta mudança de direção, indicando que, durante o Eoceno, a Placa do Pacífico sofreu uma rotação em sua direção de movimento; as causas dessa rotação são ainda desconhecidas, mas podem estar relacionadas à colisão dos continentes indiano e asiático, a qual ocorreu aproximadamente na mesma época. (Do site <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/plume.html>).

A cadeia Imperador-Havaí tem produzido bons exemplos da controvérsia advinda da aplicação de métodos geofísicos para se compreender a estrutura da terra, como, por exemplo, a comparação entre os trabalhos da prof^a. Gillian Foulger (Universidade de Durham) e do prof^o. Andy Saunders (Universidade de Leicester). Foulger e Anderson (2005) afirmam que um terremoto de magnitude 6.3 ocorrido no arquipélago do Havaí em 1973, com epicentro na ilha maior, gerou ondas S que se refletiram na interface manto/núcleo e logo após foram registradas até a múltipla de sexta ordem, indicando velocidades sísmicas mais elevadas sob a maior ilha do arquipélago do que a média da porção SW do Oceano Pacífico; esses resultados foram confirmados por tomografia telessísmica (Wolfe *et al.*, 2002), que também indicaram anomalias de baixa velocidade sob as ilhas de Maui e Molokai, distantes cerca de 250 km a NW da ilha maior. Por outro lado, Saunders (2003), citando o trabalho de Ji e Nataf (1998) afirma que existe uma anomalia de baixa velocidade profundamente situada no manto, na chamada zona D'' (situada próximo ao núcleo) a 200 km a NW da ilha maior, e conclui que esse fato é uma clara indicação de que o vulcanismo do arquipélago do Havaí é causado por uma pluma mantélica tal como foi preconizado por Morgan (1971). Todavia, uma leitura crítica do trabalho de Ji e Nataf (*op. cit.*) revela que eles não têm certeza de que tal anomalia é real. Finalmente, Foulger e Anderson (2004), baseados no trabalho de (Wolfe *et al.*, 2002), afirmam que os resultados da tomografia telessísmica são confiáveis até cerca de 150 km de profundidade. (Wolfe *et al.*, *op. cit.*) concluem que o resultado de seu trabalho não tem resolução para amostrar uma pluma cilíndrica de baixa velocidade abaixo do Havaí.

Uma informação apresentada no trabalho de Foulger e Anderson (*op. cit.*), é a de que a deflexão de cerca de 60° entre as cadeias do Imperador e do Havaí não resulta de uma súbita mudança de direção da placa do Pacífico, o que contradiz a teoria das plumas mantélicas, pelo menos para essa região (fig. 21).

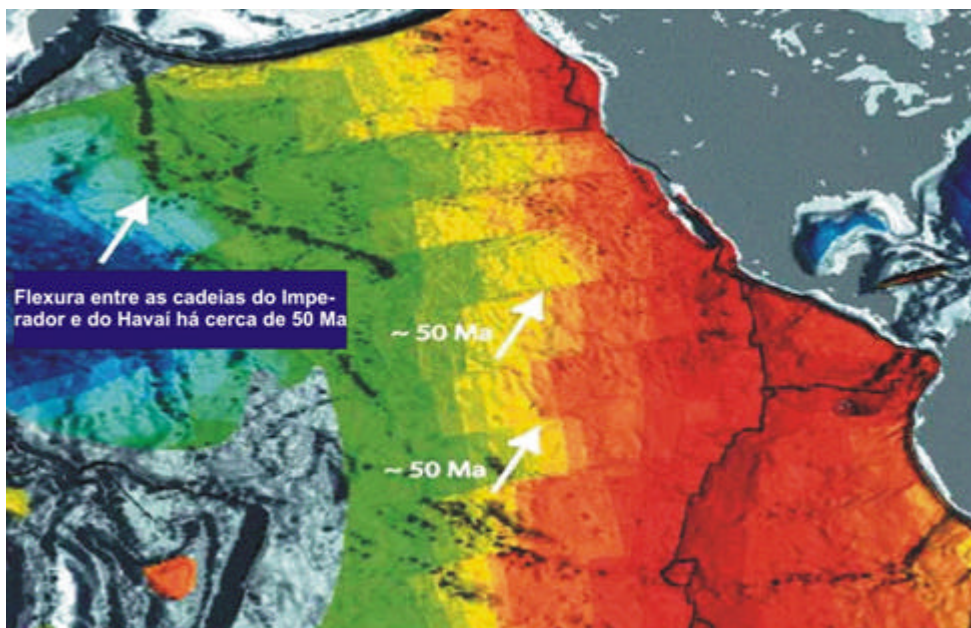


Figura 21 – Mapa do Oceano Pacífico mostrando as idades do leito submarino determinadas por lineamentos magnéticos. Segundo Foulger e Anderson (2004), pode-se ver, pela continuidade das zonas de fratura, que não houve mudança na direção do movimento da placa do Pacífico no momento da flexão entre as cadeias do Imperador e do Havai, há cerca de 50 Ma. (<http://www.mantleplumes.org/Hawaii-2003>)

A essa informação, pode-se contrapor que o movimento de uma placa não coincide necessariamente com a variação de direção das falhas transformantes, lembrando que o Eoceno foi uma época de grandes processos tectônicos que ocorreram em todo o planeta Terra.

VII.3 - A Islândia

Outra região controvertida é a Islândia, uma ilha vulcânica situada no centro da cadeia mesoceânica do Atlântico Norte. Nessa região, onde ocorrem taxas de produção de magma basáltico mais elevadas que a média, a crosta oceânica possui cerca de 35 km de espessura, o que contrasta com sua espessura média de 5-8 km. Segundo Foulger *et al.* (2000), uma imagem tridimensional de tomografia telessísmica revelou uma anomalia de baixa velocidade, de formato

cilíndrico até 250 km e tabular abaixo dessa profundidade, sugerindo que o magmatismo da Islândia é do tipo pluma alimentado por um fluxo ascendente de magma proveniente da zona de transição (a cerca de 650 km de profundidade). Entretanto, Foulger *et al.* (*op. cit.*) alegam que tal anomalia não constitui uma pluma, assumindo rigorosamente a definição de plumas de Morgan (1971); por outro lado, Saunders (2003) afirma que o fato de a anomalia não ser proveniente do manto inferior não constitui argumento suficiente para descartar o conceito de plumas.

Foulger (2002), adepta das teorias alternativas para explicar os fenômenos magmáticos, tais como convecções de caráter local e controle por fraturas, que eventualmente se propagam, sustenta que, por causa dos mapeamentos e amostragens intensivos, datações radiométricas, análises químicas e investigações geofísicas, a Islândia é o melhor local para se testar a hipótese das plumas. Partindo do fato de que as altas temperaturas (200-600° acima das temperaturas mantélicas normais) são fundamentais para se concluir sobre a existência de uma pluma sob determinado local, ela alega que o fluxo térmico da região é semelhante ao encontrado em outras regiões onde o magmatismo está ausente, segundo experimentos de tomografia sísmica tridimensional. Ela então propõe um mecanismo para explicar o enorme volume de magma produzido nesta região de crosta anormalmente espessa para um oceano, baseado no fato de que a região da atual Islândia está situada sobre uma antiga zona de subducção (fig. 22). Esse mecanismo é baseado no fato de que a excessiva produção de magma na província vulcânica da Islândia é devida à alta fertilidade do manto associada a uma antiga zona de subducção (Caledoniana) da crosta oceânica de Iapetus, que intercepta um centro de espalhamento oceânico ativo e atual. Na opinião dessa autora, é possível que eventos magmáticos ocorram sem que haja anomalias térmicas positivas em áreas onde há antigas zonas de subducção. É possível que tal antiga zona de subducção enriqueça o magma basáltico em sílica e voláteis, favorecendo sua ascensão até a superfície em quantidades muito maiores do que nos demais pontos da Cadeia Mesoatlântica.

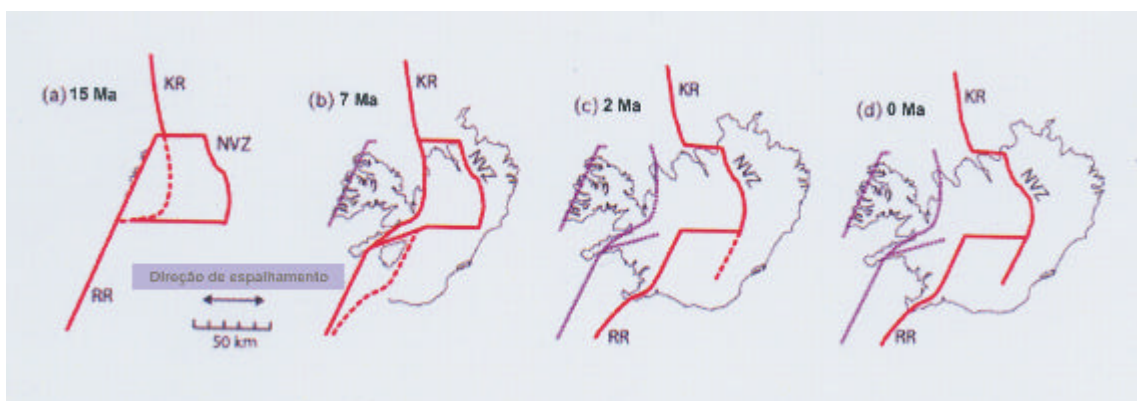


Figura 22: Evolução tectônica da Islândia nos últimos 15 Ma. As linhas vermelhas contínuas representam limites ativos de placas, ao passo que as tracejadas correspondem a limites de placas que devem se formar num futuro próximo. As linhas contínuas de cor violeta representam os antigos limites de placas caledonianas, que foram deslocados pelo movimento em direção ao oeste da atual placa Norte Americana. KR: cadeia de Kolbeinstein; RR: cadeia de Reikjanes e NVZ: Zona vulcânica do Norte (adaptado de Foulger, 2002).

Saunders (2003), um adepto da teoria das plumas, acha a teoria de Foulger (2002) interessante, mas questiona o fato de que a área ocupada pela atual Islândia é pequena se comparada à extensão da zona de subducção por ela referida. Não obstante, Foulger *et al.* (2005) refinaram seu modelo, com a utilização de dados químicos e isotópicos. Concluíram que a presença de um componente enriquecido nos toleítos primitivos da Islândia, contribui para a diversidade de basaltos encontrados naquela ilha, os quais variam de ferrobasaltos a olivina-toleítos. O vulcanismo bimodal que ocorre sob a forma de riolitos, constitui cerca de 20% do volume total de rochas magmáticas da Islândia, segundo Foulger *et al.* (2005).

Entre os autores que defendem o conceito clássico de plumas mantélicas, destaca-se o geólogo Agust Gudmundsson. Esse autor, trabalhando em margens continentais divergentes do tipo rifte, principalmente na Islândia, idealizou um modelo de sistema vulcânico cuja expressão superficial consiste de fraturas tensionais, falhas normais e fissuras vulcânicas. O início de tal sistema é marcado pela formação de um reservatório de magma de formato dômico no limite crosta/manto superior (Gudmundsson, 1995, fig. 23).

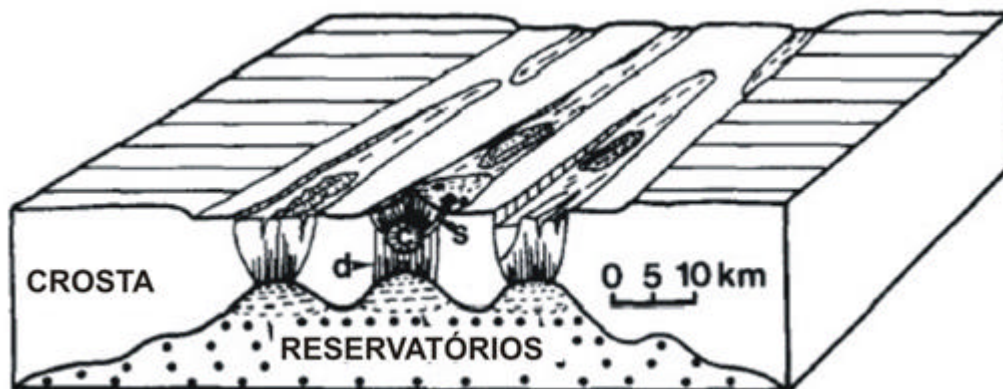


Figura 23 – Diagrama esquemático do conceito de sistema vulcânico de Gudmundsson (1995), proposto para a zona de riftes da Islândia. Os reservatórios têm um formato semi-elipsoidal com topos dômicos e são constituídos de manto parcialmente fundido abaixo da zona de riftes. Tais topos são separados por regiões de crosta mais espessa, podendo originar magmas que se desenvolvem de forma independente para cada reservatório. Na interpretação do citado autor, a infraestrutura do sistema vulcânico central é marcada por diques verticais, diques inclinados e uma câmara magmática crustal derivada de uma pluma mantélica. Adaptado de Gudmundsson (1995).

Ritsema e Allen (2003), utilizando um modelo de tomografia baseado no registro de ondas sísmicas, identificaram baixas velocidades de ondas de cisalhamento abaixo da Islândia. Eles concluem que, com o espaçamento da rede de receptores da ordem de 300-500 km, não é possível obter boa resolução de estruturas a partir de velocidades sísmicas em profundidades maiores que 400 km; nesse caso, torna-se difícil separar as plumas de sistemas convectivos de pequena escala do manto superior e de flutuações termais “normais” que exercem grande influência nas velocidades sísmicas. Os citados autores reconhecem que, embora as plumas mantélicas sejam estruturas geológicas bem estabelecidas em modelos computacionais e experimentos de laboratório, ainda não foi feita uma detecção sísmica indiscutível de alguma delas. Reforçando esse argumento, Pilidou *et al.* (2005) concluíram, baseados num modelo de alta resolução de velocidades de ondas S e anisotropias azimutais, que a anomalia de baixa velocidade situada sob a Islândia é alongada na direção da cadeia mesoatlântica e detectável até a profundidade de 200 km; entretanto, segundo eles, esse fato não significa que tal anomalia não seja causada por uma pluma, pois seu modelo não permite resolução adequada abaixo da citada profundidade.

Fitton *et al.* (1997) concluíram, com o uso de isótopos de Nb, Zr e Y, que a cabeça da pluma ancestral da Islândia era zoneada e circundada por uma espessa camada externa, anormalmente quente, cuja composição seria idêntica à de uma fonte mantélica N-Morb. Eles também definiram como origem dessa pluma uma anomalia térmica na porção inferior do manto superior, o que é praticamente um consenso entre os diferentes autores que estudam o magmatismo da Islândia.

A maioria dos geólogos atualmente concorda que a grande quantidade de magma produzida na região da Islândia, em comparação com o restante da cadeia mesoceânica, deve-se ao fato de uma pluma mantélica ter interceptado uma zona de espalhamento ativa. Entretanto, isso não invalida a hipótese de Gillian Foulger de que tal anomalia magmática seja proveniente da interseção de uma zona de espalhamento ativa atual com uma antiga zona de subducção.

VII.4 As Ilhas Canárias

As ilhas Canárias, segundo Anguita e Hernán (2000), constituem um local muito importante para a Vulcanologia, pelo fato de apresentarem características únicas em relação aos demais grupos de ilhas vulcânicas oceânicas. A anomalia termal que foi definida por tomografia sísmica sob uma ampla região que inclui as citadas ilhas, o norte da África e a Europa Central e Oriental não possui o formato de uma pluma, mas constitui uma superfície larga e plana. Anguita e Hernán (2000) atribuem esse fato a uma pluma que atingiu o Supercontinente Pangea no final do Triássico (há cerca de 200 Ma), tendo contribuído para a abertura do Oceano Atlântico Central (Golonka e Bocharova, 2000). Os sistemas vulcânicos das ilhas Canárias, cujas rochas variam de basaltos a andesitos, foram descritos detalhadamente por Schmincke e Sumita (1998). As ilhas Canárias estão situadas no NW da Placa Africana e distam entre 200 e 500 km do continente (fig. 24).



Figura 24 – Mapa de localização do Arquipélago das Canárias, baseado em altimetria de satélite. Observar que o referido arquipélago está situado na intersecção entre zonas de falhamentos de direções SW-NE (paralelos à linha de costa do continente africano) e E-W (prolongamentos das falhas transformantes da Cadeia Mesoatlântica). Os montes vulcânicos submarinos estão alinhados de acordo com as principais zonas de falhas. O ponto negro mostra a provável localização do epicentro do grande terremoto de Lisboa, ocorrido em 1755, segundo o site http://pt.wikipedia.org/wiki/Terramoto_de_Lisboa. (Mapa de Sandwell e Smith, 1997).

As Ilhas Canárias estão sobre uma placa divergente, em margem continental, e sua origem e evolução estão associadas à atuação de uma pluma mantélica, embora haja controvérsias (Anderson, 1998). Além disso, nas proximidades do citado arquipélago, existem numerosos montes submarinos, o que reforça a semelhança com a área de estudo da presente tese, pois Oreiro (2002) defendeu que a grande maioria dos edifícios vulcânicos eocênicos do sul da Bacia de Campos foram submarinos na época de sua formação. A estrutura dos principais sistemas vulcânicos que compõem o Arquipélago das Canárias é mostrada com riqueza de detalhes na fig. 25;

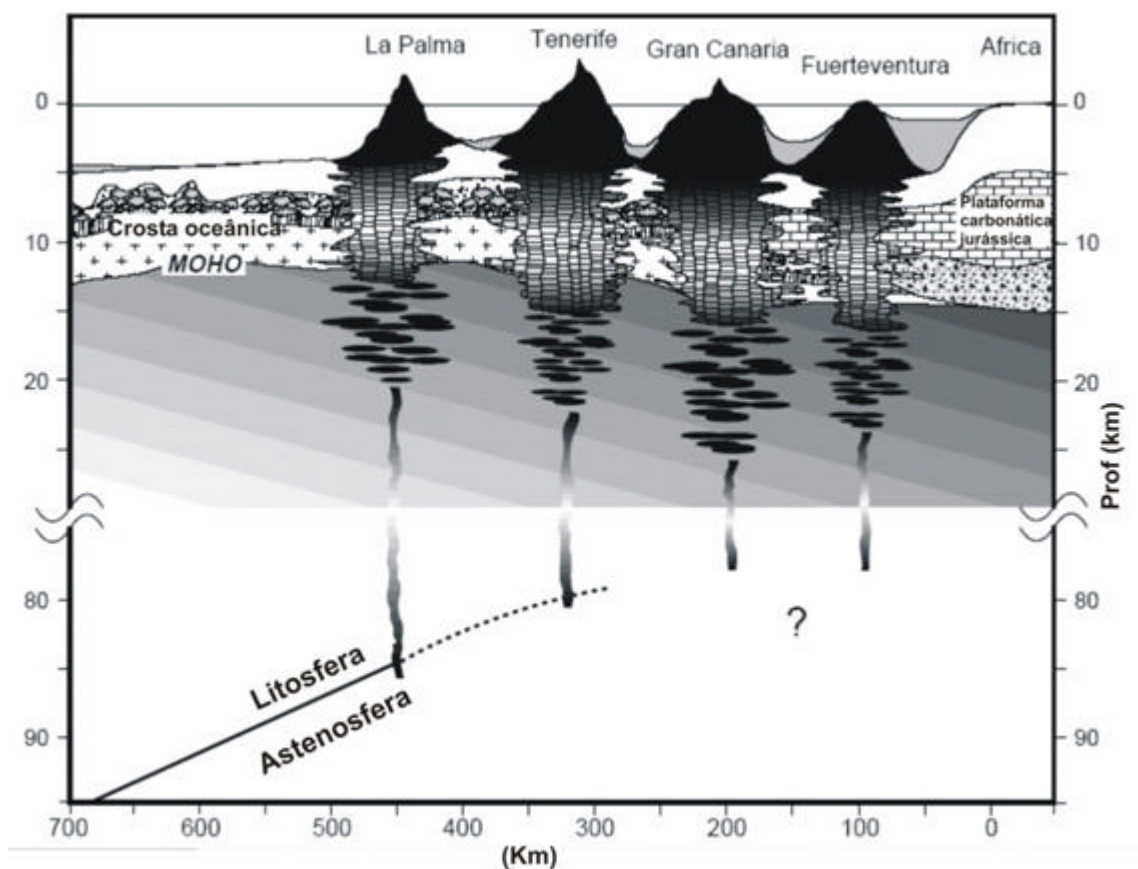


Figura 25 – Estrutura crustal e mantélica abaixo do Arquipélago das Canárias e da Margem Continental Africana, baseada em uma compilação de dados de afloramentos, sísmica e poços feita por Schminke e Sumita (1998). É provável, segundo eles, que as rochas pré-jurássicas e a plataforma continental do Jurássico se estendam para oeste, até o continente. Sobrepostos a essas seqüências estão os sedimentos cretáceos e terciários, sendo que a seção neógena, aqui ressaltada em cinza-escuro (entre as ilhas vulcânicas), é dominada por sedimentos vulcanoclásticos. A crosta oceânica na qual a seção de diques laminados deve ser muito pouco espessa, estende-se para leste até próximo do continente. Observar os diques alimentadores subverticais sob cada uma das construções vulcânicas e o suprimento de magma do topo da astenosfera; esse modelo, que condiz com o apresentado na presente pesquisa, é semelhante ao defendido por Anderson (2001a). Adaptado de Schminke e Sumita (1998).

a estrutura interna típica de um edifício vulcânico daquele arquipélago, juntamente com os tipos de sedimentação a eles associados, são mostrados na fig. 26. O modelo dos citados autores foi elaborado com o uso de dados sísmicos e de poços, além de estudos de afloramentos das ilhas.

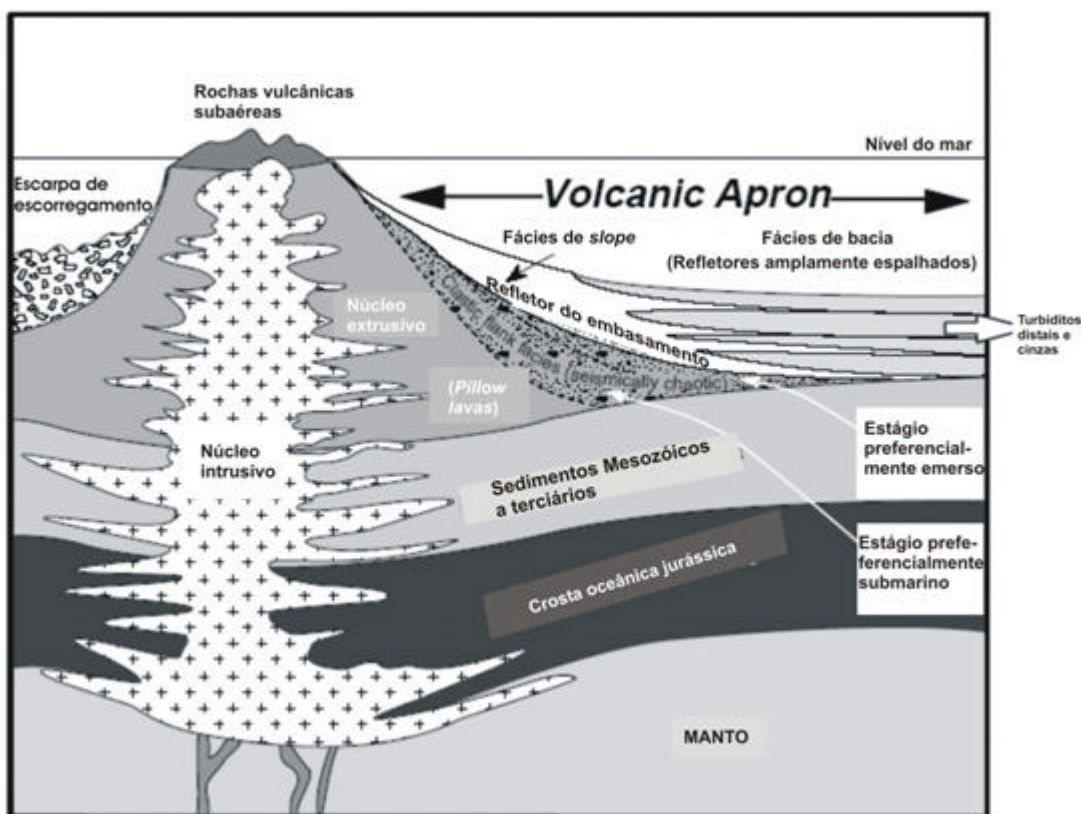


Figura 26 – Modelo de Schminke e Sumita (1998) para explicar a composição de um edifício vulcânico típico do Arquipélago das Canárias. O termo *volcanic apron* é utilizado por eles para descrever tanto o cone como os sedimentos vulcanoclásticos adjacentes ao edifício vulcânico, os quais podem se estender por mais de 100 km de distância do vulcão. As fácies dos flancos do edifício podem ser divididas em duas (separadas por uma linha tracejada), sendo as inferiores compostas principalmente por hialoclastitos e as superiores, constituídas principalmente por turbiditos basálticos e fácies de escorregamentos. Os sedimentos da fácies de *slope* (flancos) também estão subdivididos em duas fácies principais: uma mais proximal, contendo fácies de escorregamentos, camadas descontínuas, fluxos de detritos e canais erosionais; esta primeira grada lateralmente para uma segunda, chamada pelos citados autores de fácies de bacia, caracterizada por refletores mais contínuos, sendo constituída por diversos sedimentos vulcanoclásticos (cinzas vulcânicas, ignimbritos distais, etc). Os depósitos vulcanoclásticos estão intercalados com sedimentos biogênicos e/ou sedimentos siliciclásticos terrigenos. *Clastic flank fácies* (fácies clásticas de flanco) ocorrem no estágio preferencialmente submarino e são sismicamente caóticas (*seismically chaotic*). Adaptado de Schminke e Sumita (1998).

VII.5 - A Cadeia de Vitória-Trindade e o Arquipélago de Abrolhos

A cadeia vulcânica Vitória-Trindade (fig. 27) é constituída de um conjunto de bancos submarinos e Guyots, orientados na direção leste-oeste entre os paralelos de 20° e 21° sul, iniciando-se no nos bancos de Besnard e de Vitória, a oeste e tendo como seu extremo oriental as ilhas de Trindade e Martin Vaz, formadas por produtos vulcânicos alcalinos (Ferrari e Riccomini, 1999).

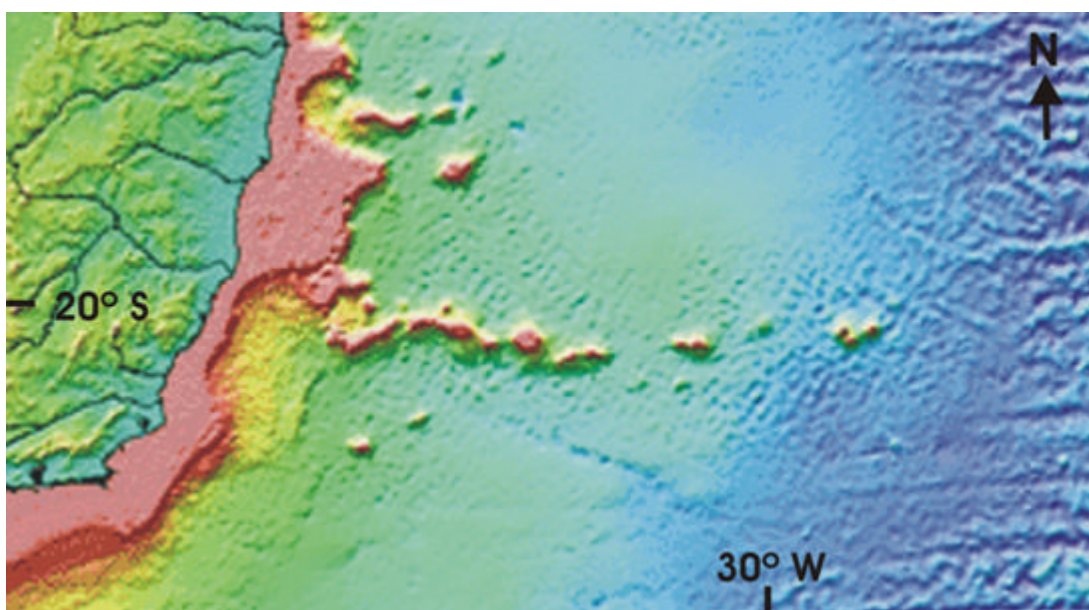


Figura 27 – Mapa topográfico de satélite mostrando a localização da Cadeia de Vitória-Trindade (do site <http://topex.ucsd.edu>).

A Formação Abrolhos é caracterizada por uma associação litológica complexa, composta de basaltos que variam de toleíticos a alcalinos e rochas vulcanoclásticas, intercaladas com rochas sedimentares carbonáticas da Formação Caravelas, folhelhos da Formação Urucutuca e turbiditos, o que faz com que o local onde tal formação ocorre seja excelente para o estudo da associação de reservatórios de petróleo com rochas magmáticas. De acordo com Milani e Thomaz Filho (2000), a acumulação de grandes volumes de magma na porção externa da plataforma continental da Bacia do Espírito Santo-Mucuri influenciou a halocinese no sentido das águas cada vez mais profundas; ao

alcançar a barreira de rochas magmáticas, o fluxo sedimentar descendente construiu um padrão característico de estruturas compressivas junto ao Complexo de Abrolhos.

Segundo Sobreira (1996), Sobreira e Szatmari (2002) e Sobreira *et al.* (2004), o Arquipélago de Abrolhos integra a província conhecida como Complexo Vulcânico de Abrolhos, abrangendo uma área superior a 40000 km². Esse complexo é constituído predominantemente por basaltos que variam de toleíticos a alcalinos, tendo sido formado por dois pulsos magmáticos principais: O primeiro, datado pelo método Ar/Ar como pertencente ao intervalo 64 – 53 Ma, corresponde ao pulso magmático mais intenso na área; o segundo é datado de 47 – 42 Ma. Os citados autores concluem que uma amostra proveniente da Ilha de Siriba, datada de 50 Ma, representa a idade intermediária entre essas duas fases, idade essa que corresponde à do clímax do magmatismo na Área de Estudo da presente tese.

Alves *et al.* (2005) mapearam a Zona de Fraturas Vitória-Trindade utilizando sísmica de reflexão, gravimetria e isócronas magnéticas, concluindo que tal zona continua atuando como conduto ativo para o magmatismo da Pluma de Trindade. A leitura detalhada do trabalho de Alves *et al.* (2005) indica que os resultados encontrados por essas autoras são compatíveis com o conceito de *Top-down tectonics* de Anderson (2001a), embora não haja elementos suficientes para descartar que o magmatismo ao longo da cadeia de Vitória-Trindade seja o resultado da atuação de uma pluma mantélica/*hotspot*.

Thompson *et al.* (1998) argumentaram que a Pluma de Trindade atingiu a região SE do Brasil há cerca de 85 Ma atrás, tendo sido responsável pela formação do *hotspot* de Poços de Caldas-Cabo Frio e, após ser defletida pela espessa crosta continental existente sob o Cráton de S. Francisco, migrou do Alto de Cabo Frio para a cadeia de Vitória-Trindade. Eles concluíram, com base em dados geoquímicos e isotópicos, que as rochas da província da Serra do Mar são provenientes de uma fonte sublitosférica. Um sumário das conclusões desses

autores é mostrada na fig. 28; tal sumário é um bom exemplo de como o modelo de plumas mantélicas complica a interpretação dos eventos magmáticos.

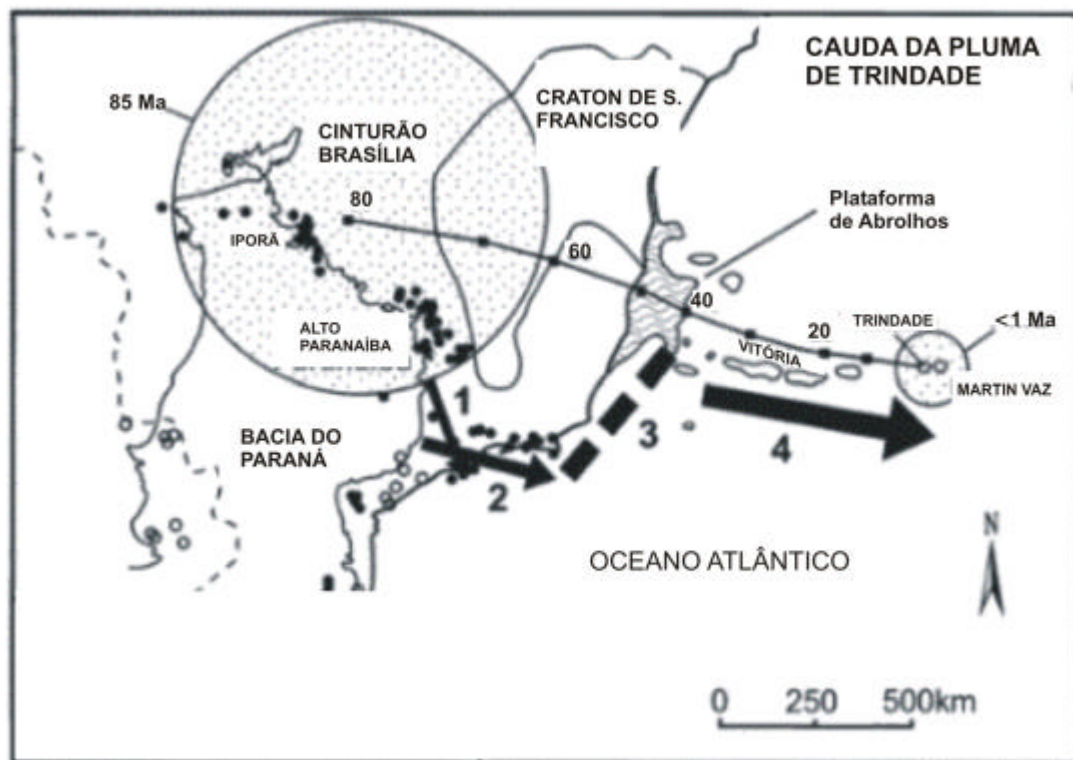


Figura 28 - Sumário da interpretação de Thompson *et al.* (1998) para as manifestações magmáticas do S e SE do Brasil. Círculos brancos e negros representam centros magmáticos do Cretáceo Inferior e Superior, respectivamente; as setas representam o sentido de migração da cabeça da pluma de Vitória-Trindade, e a linha tracejada representa o provável caminho da pluma, onde as manifestações magmáticas são escassas ou ausentes. A linha curva contínua que corta o Cráton de S. Francisco representa o provável caminho da cabeça de Pluma se essa não houvesse sido defletida pelo referido cráton. (1) representa a expansão da cabeça da pluma (85-80 Ma); (2) deslocamento do manto aquecido para o sul, quando a cauda da pluma passa sob o cráton (80-65 Ma); (3) salto para NE da cauda da pluma, quando esta atinge a margem continental (55-52 Ma) e (4) traço da pluma (cadeia de montes submarinos) à medida que o traço da pluma caminha ao longo do Oceano Atlântico (52 Ma – Presente). Modificado de Thompson *et al.* (1998).

Thomaz Filho *et al.* (2005) contestaram as conclusões de Thompson *et al.* (1998), pois as idades mais antigas do magmatismo na cadeia de Vitória-Trindade são contemporâneas às da Área de Cabo Frio, fato que já havia sido apontado por Cordani (1970).

Por outro lado, Fairhead e Wilson (2005) opinaram que o conceito de *hotspots* é muito simplista para ser aplicado a diferentes feições encontradas no oceano Atlântico Sul, e propuseram um modelo no qual o magmatismo responsável pela formação de tais feições seria causado pelo alívio do stress ao longo das falhas transformantes e de zonas de deformações como a Zona de Deformações Cruzeiro do Sul, definida por Souza (1991).

Duas questões a serem aqui levantadas são as seguintes: (a) se a pluma de Trindade existe e possui uma extensão areal tão grande (entre sua “cabeça” e “cauda”), por que suas manifestações magmáticas em superfície estão restritas a zonas nas quais há evidências da presença de falhamentos profundos, de caráter direcional? (b) a escassez de manifestações magmáticas, na parte central da Bacia de Campos, poderia indicar que o magmatismo sobre o Alto de Cabo Frio e adjacências, bem como o da Província Magmática da Serra do Mar, seriam geneticamente desconectados daquele que ocorre na cadeia de Vitória-Trindade, como sugerem Thomaz Filho *et al.* (2005)? Tais questões serão discutidas com mais profundidade no capítulo XII.

Um outro exemplo de interpretação da evolução da provável Pluma de Trindade pode ser visto na fig. 29. Tal interpretação abrange um intervalo temporal e espacial muito grande. Igualmente, revela como os modelos baseados no paradigma das plumas mantélicas tornam-se cada vez mais complexos, à medida que se adquire mais informações geológicas em uma determinada região de nosso planeta.

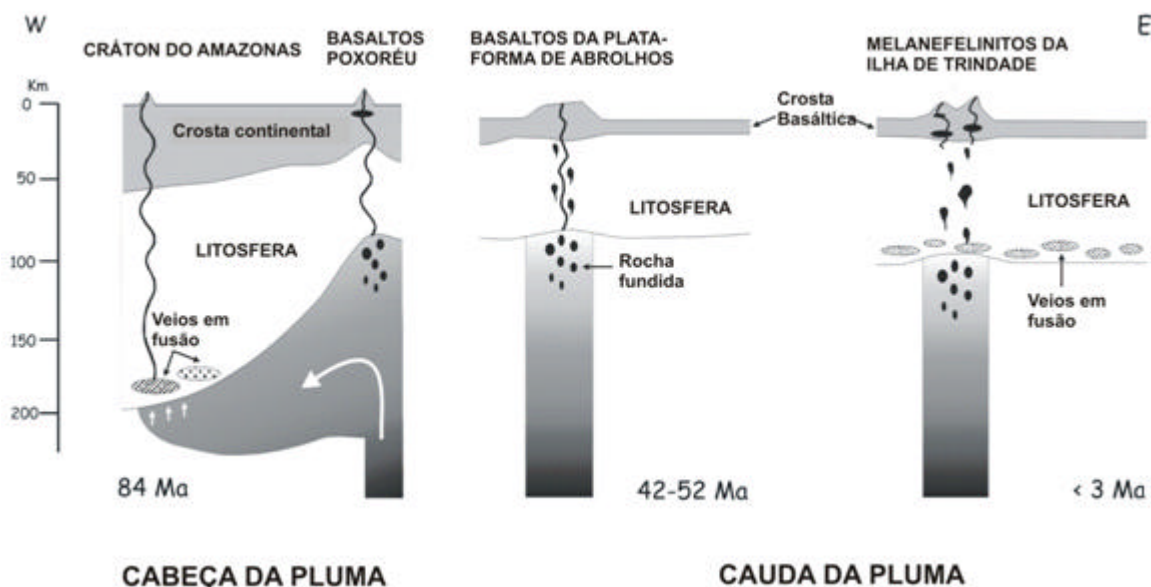


Figura 29 - Desenho esquemático ilustrando um resumo da história geológica da Pluma de Trindade. A cabeça da pluma teria impactado a região norte do Brasil há cerca de 85 Ma, causando magmatismo basáltico. Sob litosfera mais espessa, a transmissão de calor por condução e a fusão de material enriquecido originaram grandes corpos alcalinos. A pluma teria atingido a Margem Continental do SE do Brasil há aproximadamente 52 Ma, ocasionando espessos derrames basálticos na Plataforma de Abrolhos. As Ilhas de Trindade e Martin Vaz marcariam a posição atual da Pluma de Trindade, sendo constituídas por derrames de lava de natureza basáltico-alcalina, denotando contaminação litosférica (Segundo Greenwood, 2001). Nota-se que o modelo dessa autora não leva em conta o magmatismo da Área de Cabo Frio.

VII.6 - A Margem Vulcânica da Noruega e o Mar do Norte

As grandes províncias vulcânicas, de acordo com a definição de White e McKenzie (1989), são caracterizadas por extrusões e intrusões de rochas magmáticas máficas em curtos intervalos de tempo geológico. Segundo Gernigon *et al.* (2006), uma margem vulcânica difere de uma margem passiva clássica por possuir as seguintes características: (a) a formação de grandes volumes de magma ao longo do futuro eixo de espalhamento, originando os chamados *seaward dipping reflectors*; (b) a presença de rochas intrusivas nas seqüências sedimentares; (c) a falta de forte subsidência durante e após a quebra

continental; e (d) a presença de anomalias de alta velocidade de ondas P na crosta inferior (7.1-7.8 km/s). Por essa definição, as margens continentais das regiões Sul e Sudeste do Brasil podem ser classificadas como do tipo ativo.

A margem continental da Noruega (*Vøring Margin*) é particularmente interessante porque nela existem manifestações magmáticas de processos originados tanto no manto profundo quanto na astenosfera, tais como plumas mantélicas e convecções de pequena escala (Gernigon *et al.*, 2006). Tal margem apresenta bons exemplos de relações entre magmatismo e *lower crustal bodies* (corpos crustais inferiores); tais corpos são normalmente interpretados como *underplatings* relacionados a plumas mantélicas e aos processos de ruptura continental. Adicionalmente, a interpretação geológica daquela área é facilitada, pois as seqüências extrusivas são relativamente estreitas e a cobertura sísmica 2D e 3D é bastante detalhada (fig. 30). Gernigon *et al.* (2006), baseando-se em modelagens geofísicas, interpretam o magmatismo da Bacia de *Vøring* como de origem não relacionada a plumas mantélicas, ao contrário da maioria dos autores que estudam a região do Mar do Norte.

Lundin e Doré (2002) sustentam que desde a abertura do mar que separa a Groenlândia da Noruega, as duas margens continentais conjugadas estiveram sujeitas a episódios compressivos, distensivos e magmáticos, além de grandes fases de soerguimento e subsidência. Na Margem Continental da Noruega, os soerguimentos ocorreram no intervalo MesoEoceno – EoOligoceno, ao passo que o mesmo processo desenvolveu-se do NeoPaleoceno ao EoEoceno. Os citados autores atribuem a formação dessas feições ao empurrão relacionado à pluma da Islândia, estando os eventos compressivos relacionados a uma intensificação da atividade dessa pluma. Eles também descartam que os esforços compressivos relacionados à Orogenia Alpina sejam responsáveis pelos eventos compressivos no Mar do Norte, pela distância que separa a citada orogenia de tais eventos.

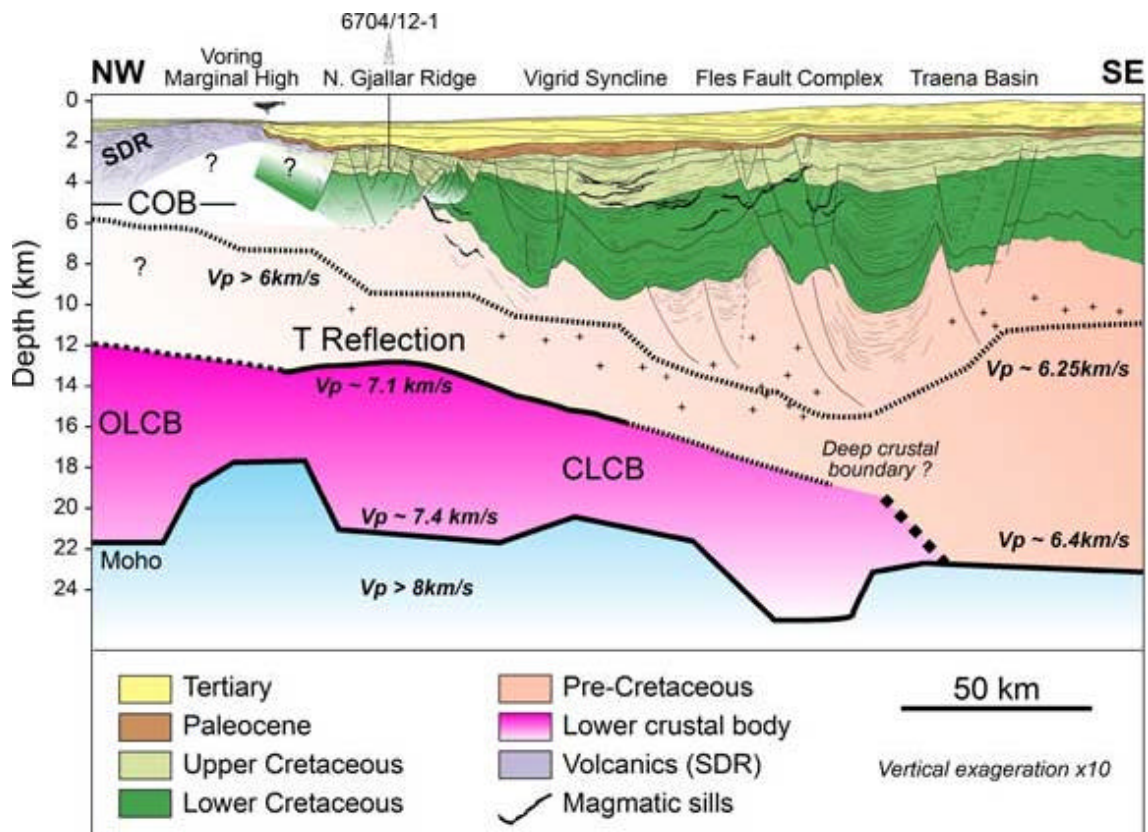


Figura 30 - Seção sísmica em profundidade na porção externa da Bacia de Vøring. O ridge da parte N. de Gjallar (NGR) localiza-se próximo às rochas vulcânicas da época de formação da bacia e estão representadas pelos *seaward dipping reflectors* (SDR) do Alto Marginal da Bacia de Vøring. O refletor T (*T reflection*) observado nessa seção sísmica 2D corresponde ao topo do corpo crustal inferior (LCB). Observar a presença de soleiras nas seções correspondentes ao Cretáceo Inferior e Superior, de modo semelhante ao que ocorre na Área de Estudo da presente tese. CLCB: corpo crustal inferior e continental; OLCB: corpo crustal inferior e oceânico; COB: antigo corpo continental.; *Deep crustal boundary*: Limite crustal profundo; *depth*: profundidade (De Gernigon *et al.*, 2006).

VIII - IDADES DO MAGMATISMO E PEQUENA COMPILAÇÃO DE TRABALHOS PRÉVIOS SOBRE A ÁREA DE ESTUDO

A ocorrência de rochas magmáticas na costa SE do Brasil tem sido mencionada desde a segunda metade do século XIX. Frederick Hart citava que, durante o Terciário, o planalto do Brasil esteve submetido a uma submersão de extensão continental, e suas idéias a respeito apareceram no capítulo XIII do livro *Journey to Brazil* (Agassiz e Agassiz, 1868), e no livro *Geology and Geography Physical of Brazil* (Hartt, 1870), onde há menção ao magmatismo Cretáceo em Poços de Caldas, também citado por Derby (1877).

Abreu (1957) cita que Orville Derby já havia estudado um centro vulcânico na Serra do Tinguá, RJ. Lamego (1948) refere-se à existência de tufos vulcânicos nas proximidades da represa do rio Guandu e indícios de antigas crateras nas proximidades do pico do Marapicu. Lamego (*op. cit.*) estudou pormenorizadamente vários aspectos da geologia do antigo Distrito Federal e do Estado do Rio de Janeiro; prova disso é que um dos dois centros vulcânicos da Serra do Mendanha é conhecido atualmente como a “Chaminé do Lamego”.

Mais recentemente, foram publicados os estudos dos geólogos Fernando Flávio Marques de Almeida e Umberto Cordani, sendo que o primeiro dedicou-se mais aos aspectos genéticos e tectônicos do magmatismo, e o segundo aos aspectos geocronológicos do magmatismo brasileiro, em particular da porção do Atlântico Sul, próxima à costa brasileira e áreas continentais adjacentes.

Cordani (1970) escreveu um amplo trabalho onde apresentou 80 determinações inéditas de datações radiométricas de ilhas Atlântico Sul, pelo método K/Ar. É digno de nota que, nessa ocasião, o autor levantou a hipótese de haver ocorrências de rochas alcalinas na plataforma continental das regiões Sul e Sudeste, pelo fato de os maciços de São Sebastião, Montão do Trigo, Vitória e Cabo Frio constituírem ilhas. Essa afirmação têm sido corroborada por dados de

métodos potenciais mais recentes (gravimétricos e magnetométricos), conforme interpretação de Zalán e Oliveira (2005).

Valença (1980) efetuou um estudo petrogenético detalhado dos complexos alcalinos situados a leste da Baía de Guanabara. Valente (1997) foi o pioneiro na descrição dos diques cretáceos aflorantes no município do Rio de Janeiro.

Almeida (1991), sugeriu que tanto as ilhas vulcânicas brasileiras como o alinhamento magmático Poços de Caldas – Cabo Frio apareceram em vastas zonas de fratura, tendo a ascensão do magma aproveitado a reativação de falhamentos profundos. Por outro lado, a teoria de que tais alinhamentos seriam devidos a *hotspots* vem sendo sustentada por vários autores (por exemplo, Herz, 1987; Sadowisky e Dias Neto, 1981; Thompson *et al.*, 1998; Thomaz Filho *et al.*, 2005). A controvérsia vem se mantendo ativa no exterior, com os trabalhos de Don Anderson e Gillian Foulger, os quais têm questionado o modelo de *hotspots* e plumas mantélicas.

No Cretáceo Superior, ocorreu um grande influxo terrígeno para a Bacia de Santos, proveniente do soerguimento de uma proto – Serra do Mar, que Almeida e Carneiro (1998) e Zalán (2004) colocam na região onde hoje se situa a atual plataforma continental. Tal influxo originou, na Bacia de Santos, as formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu, ao mesmo tempo em que o citado soerguimento está intimamente relacionado às reativações de feições estruturais herdadas do Pré-Cambriano. Tais reativações foram responsáveis pelas intrusões alcalinas na área continental adjacente e ao magmatismo submarino que será aqui reportado.

Um outro evento de grande importância tectônica ocorreu no Eoterciário (Almeida e Carneiro, *op. cit.*), responsável pela formação da atual Serra do Mar e correspondente a um novo pulso de magmatismo, com derrames ankaramíticos nas bacias de Volta Redonda (Riccomini *et al.*, 1983; Riccomini *et al.*, 2004) e Itaboraí (Klein e Valença, 1984), datados de cerca de 48 e 44 Ma,

respectivamente; tais ocorrências são penecontemporâneas a um intenso magmatismo submarino intrusivo e, principalmente, extrusivo nas cercanias do Alto de Cabo Frio, principalmente na porção SW da Bacia de Campos, cujo ápice se deu há cerca de 50 Ma (Rangel *et al.*, 1990). O autor da presente pesquisa recolheu uma amostra de ankaramito em Volta Redonda e efetuou sua datação pelo método Ar/Ar, cujo resultado confirmou o de Riccomini *et al.* (2004).

Bennio *et al.* (2003) dataram três amostras de basaltos toleíticos recolhidas no Município de Arraial do Cabo (RJ), tendo encontrado valores de aproximadamente 55 Ma, ou seja, tais basaltos seriam penecontemporâneos às rochas alcalinas da Ilha de Cabo Frio e aos basaltos toleíticos e alcalinos do Eoceno Inferior/Médio da área do Alto de Cabo Frio. Araújo (1995) e Ferrari (2001) partiram da premissa de que todas as rochas de natureza toleítica, aflorantes no município de Arraial do Cabo, são de idade Eocretácea; entretanto, tais autores não realizaram datações radiométricas dessas rochas.

Uma amostragem intensiva de diques de diabásio toleíticos foi realizada na Península de Arraial do Cabo, que é o ponto do continente mais próximo da área de estudo. Quatro amostras foram selecionadas para datação radiométrica (tabela 1):

Litologia	Tipo de datação	Idade (Ar/Ar)	Latitude	Longitude
Basalto toleítico	Rocha total	62,7 ± 1,3 Ma	22° 58' 47,34" S	42°01'44,03" W
Idem	Rocha total	63,7 ± 1,0 Ma	22° 59' 46,89" S	42°00'48,71" W
Idem	Rocha total/plagioclásio	58,1 ± 0,4 Ma	22° 57' 03,61" S	42°01'04,55" W
idem	Rocha total	65,2 ± 1,2 Ma	22° 01' 15,17" S	42°57'42,34" W

Tabela 1 – Idades Ar/Ar obtidas em basaltos toleíticos da Península de Arraial do Cabo.

Tais idades são um pouco mais antigas que as reportadas por Bennio *et al.* (2003). Entretanto, as idades obtidas por esses autores, juntamente com as

apresentadas na tabela 1, são coerentes com o posicionamento cronoestratigráfico de edifícios vulcânicos nas seções eocênica e paleocênica do extremo NW da Bacia de Santos (figs. 31 e 32). Tais edifícios distam cerca de 100 km da península de Arraial do Cabo numa linha reta de direção N30W. Pode-se concluir, com bastante segurança, que o evento magmático básico que ocorreu na referida península é penecontemporâneo àquele que originou os cones vulcânicos das figs. 31 e 32.

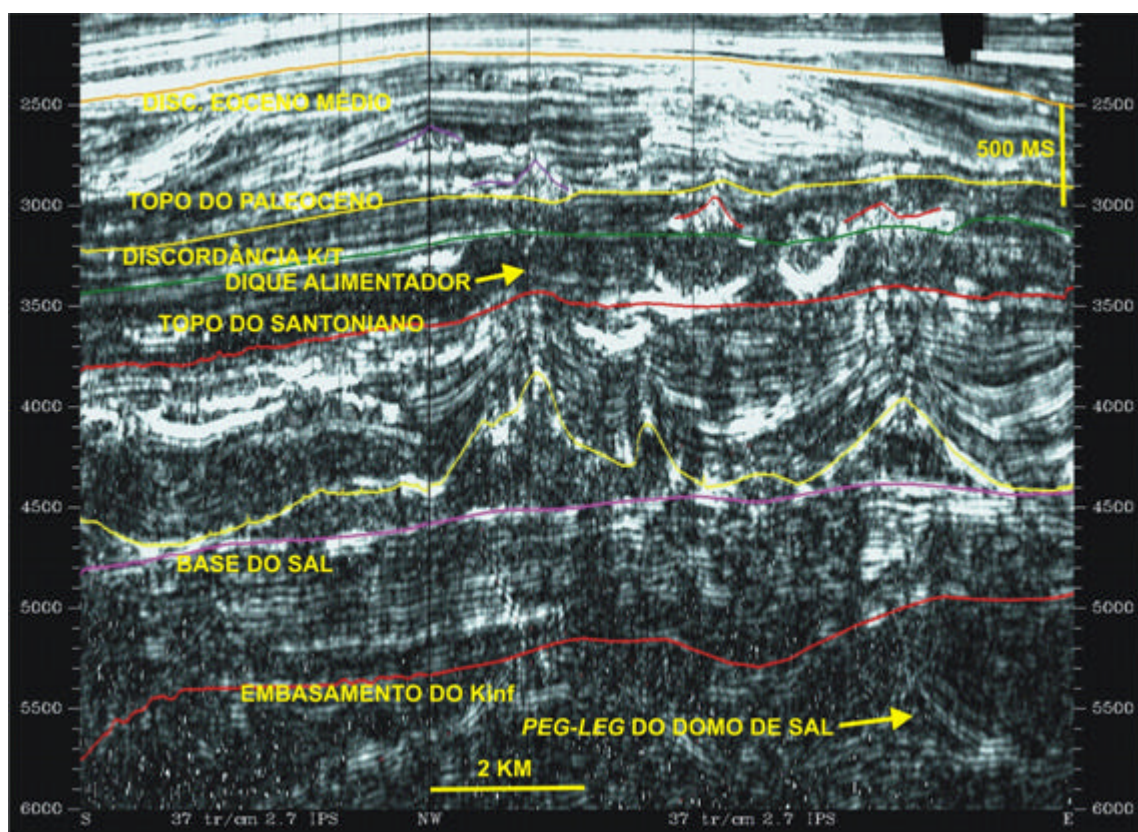


Figura 31. Seção sísmica 3D arbitrária no extremo NW da Bacia de Santos, de direção aproximada E-W e processada com a técnica VA. Os dois edifícios vulcânicos a oeste (interpretados em cor violeta) estão situados no Eoceno Inferior e são penecontemporâneos aos diques datados de 55 Ma por Bennio *et al.* (2003). Os dois edifícios a leste (interpretados em vermelho) têm a mesma idade das datações Ar/Ar em diques toleíticos coletados no município de Arraial do Cabo pelo autor da presente pesquisa, datados entre o Paleoceno Médio e Inferior. Observar que o vulcão mais a leste tem sua base exatamente sobre a discordância K/T, muito

próximo da idade de $65,2 \pm 1,2$ Ma obtida em um dos diques amostrados. Digno de nota é o fato de que, para cada um dos edifícios vulcânicos, há enxames de diques alimentadores subverticais (em negro) que cortam toda a seção estratigráfica preexistente. As épocas geológicas aqui interpretadas estão de acordo com a Carta Estratigráfica Internacional do IUGS (*International Commission on Stratigraphy*).

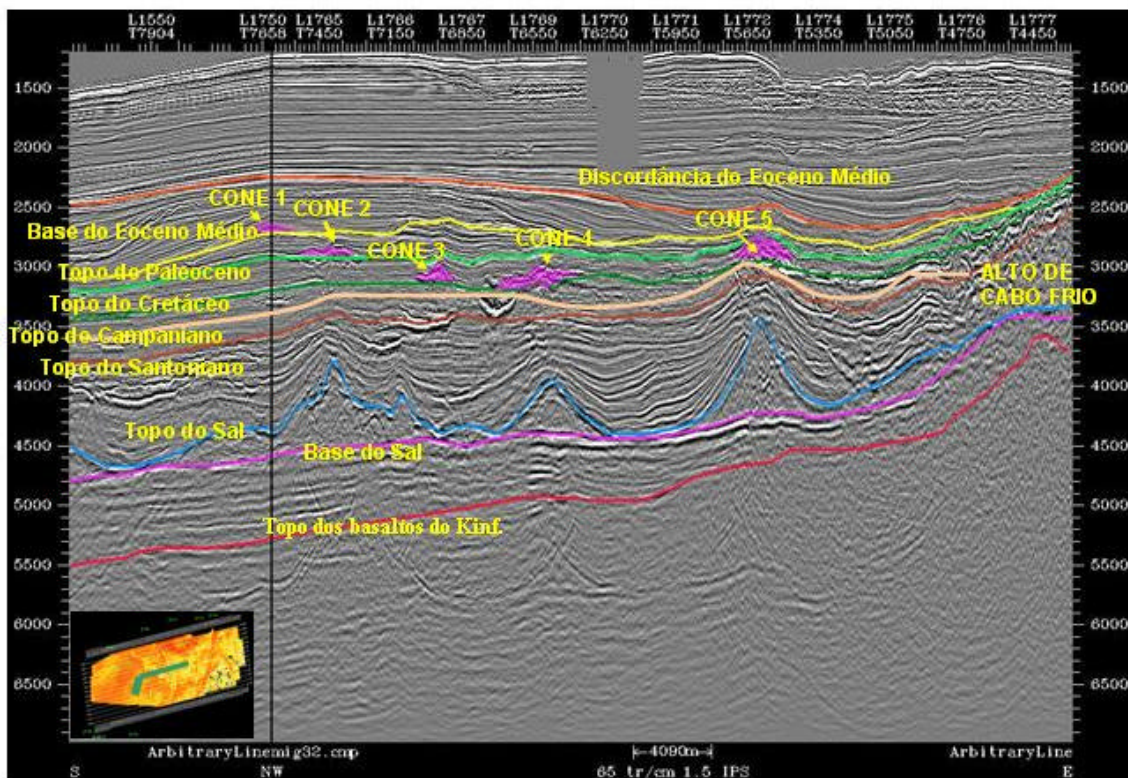


Figura 32 - Seção sísmica anterior, com processamento normal e maior extensão lateral e temporal. Observar cinco edifícios vulcânicos de idades diferentes, todos eles na seção paleógena.

Como resultado do presente trabalho, foram identificados eventos magmáticos pós-Aptianos nas seguintes épocas: Albiano, Santoniano, Maastrichtiano, Paleoceno e Eoceno.