

4.1. Evolução Geocronológica

As ilhas que integram o Arquipélago da Madeira, são, como sabemos, de origem vulcânica. Os cones vulcânicos que lhe deram origem, emergiram nas águas oceânicas e consolidaram, originando um arquipélago em pleno domínio oceânico.

É na zona central da ilha da Madeira que surgem os locais de altitude mais elevada do arquipélago, os quais podem atingir 5300 m acima da planície abissal envolvente, designada Planície Abissal da Madeira. Esta planície, com uma área de cerca de 80000 km², está localizada a Ocidente da ilha da Madeira. As supramencionadas ilhas “ocorrem ao longo de um acidente estrutural que se estende entre as latitudes de Cabo Verde e da costa portuguesa, com direcção mais ou menos paralela à dorsal Médio-Atlântica” (Heezen et al., 1963; Laughton et al., 1975 citado por Silva, 2003).

Os relevos do fundo oceânico situados a Oeste da rampa continental africana, “são estruturas resultantes em grande parte da edificação de grupos complexos de aparelhos vulcânicos” que incluem a Madeira e Porto Santo, cuja história se relaciona com a evolução da crosta oceânica neste sector da Placa Africana, na sequência da abertura do Oceano Atlântico” (Carvalho e Brandão, 1991).

“A Oeste da Madeira, um relevo submarino alongado segundo NE - SO, cujo topo possui natureza sedimentar situa-se a cerca de 1800 m acima da Planície Abissal, o qual passou a ser designado por “Madeira – Tore Rise” (Uchipi et al., 1976). O conjunto de altos fundos que fazem parte desta crista (Madeira – Torre), bem como os maciços vulcânicos da Madeira e Porto Santo, ocupam efectivamente a designada “Madeira – Tore Rise” de que fala Uchipi et al (1976).

A ilha da Madeira, constitui o extremo Sudoeste da “Crista Madeira – Tore” que se estende por cerca de 1 400km, englobando a ilha do Porto Santo e as elevações do fundo marinho denominadas Dragon, Lion, Josephine, Ashton e Tore a ocidente e a Cordilheira Vulcânica da Madeira a oriente constituída por montes submarinos que formam um trilho em direcção à ilha. “A crista atravessa sem desvio aparente a fronteira das placas litosféricas de Açores e Gibraltar, parecendo separar dois troços de características distintas a nível de sismicidade e morfologia submarina, em distintos ambientes geodinâmicos, a Cordilheira Vulcânica apresenta um trilho curvado em direcção à ilha” (Silva, 2003).

O arquipélago da Madeira está localizado perto da terminação SO de um longo alinhamento de elevações do fundo marinho separadas entre si por escarpas e sulcos vulcânicos que se estendem desde o banco de areia ibérico, situado a cerca de 900 km para SE. “Com base na sua orientação espacial tem sido proposto que o grupo de vulcões que

originou as referidas elevações possa representar um trilho do ponto quente” (Morgan, 1981). Morgan admitiu que o trilho deste ponto quente tenha tido início no Mesozóico, altura em que o ponto quente estaria localizado entre Labrador e Gronelândia. Todo o grupo compreende um complexo de vulcões ou montes submarinos situados a ocidente, no sentido NO – SO em direcção à “Madeira – Tore Rise” e, uma cadeia de vulcões extensos e isolados submarinos a

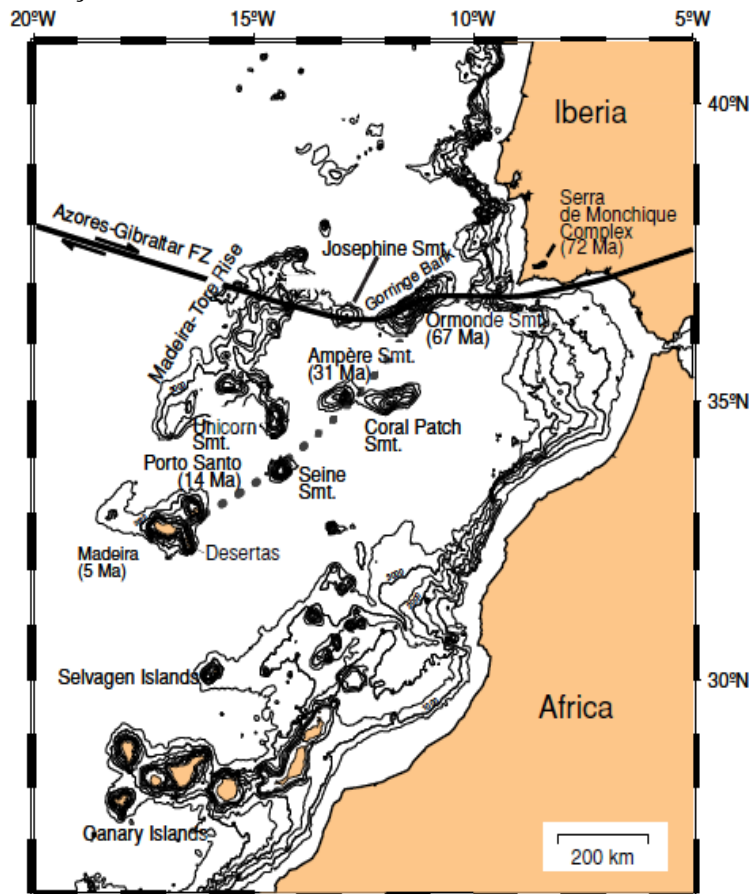


Figura 29 - Mapa Batimétrico, Montes Submarinos e Grupos de Ilhas a Este do Atlântico Norte

Fonte: (Adaptado de Geldmacher, Bogaard, Hoernle and Schmincke (2000)

orientado formando um ligeiro arco em direcção à ilha da Madeira que Geldmacher et al. (2000), denominaram como cadeia vulcânica da Madeira. “Estudos gravimétricos realizados no monte submarino Josephine, localizado no extremo norte da “Madeira – Tore Rise”, demonstraram que este se encontra em equilíbrio isostático com a crosta oceânica que o suporta, levando a admitir que toda a estrutura elevada foi originada numa litosfera jovem adjacente ao Rift médio Atlântico” (Peirce e Barton, 1991). A cadeia de vulcões isolados localizados a Este, abarcam a Madeira com as pequenas ilhas Desertas, Porto Santo, monte submarino Seine, provavelmente o monte submarino Unicorn, monte submarino Ampere, monte submarino Coral Patch e monte submarino Ormonde/Banco Goringe.

“O monte submarino Tore situa-se à latitude da Nazaré, a cerca de 300 km ao largo da costa portuguesa, onde constitui conjuntamente com o monte submarino Ashton, o limite ocidental da Planície Abissal do Tejo” (Pinheiro et al., 1992).

“A origem da crista vulcânica média Atlântica com uma extensão de aproximadamente 1 700 km, localizada no Atlântico Norte, a Este da costa Ibérica e Africana, entre os 23°N e 38°N, tem sido tema de estudo para vários cientistas” (Schmincke, 1982). O estudo diz respeito a um conjunto de três arquipélagos, que compreende o arquipélago das Canárias, o arquipélago das Selvagens, o arquipélago da Madeira e a mais de vinte grandes

montes submarinos. “Estudos de tomografia sísmica global evidenciam erupções de larga escala com profundidades superiores a 500km, de baixo para cima da região” (Zhang e Tanimoto, (1992); Hoernle et al., (1995) citado por Silva (2003)), sustentando a origem da pluma mantélica sugerida por vários autores como Morgan (1972); Hoernle e Schmincke, (1993).

O grupo Madeira, Porto Santo e Desertas apresenta uma configuração radiada tripla,

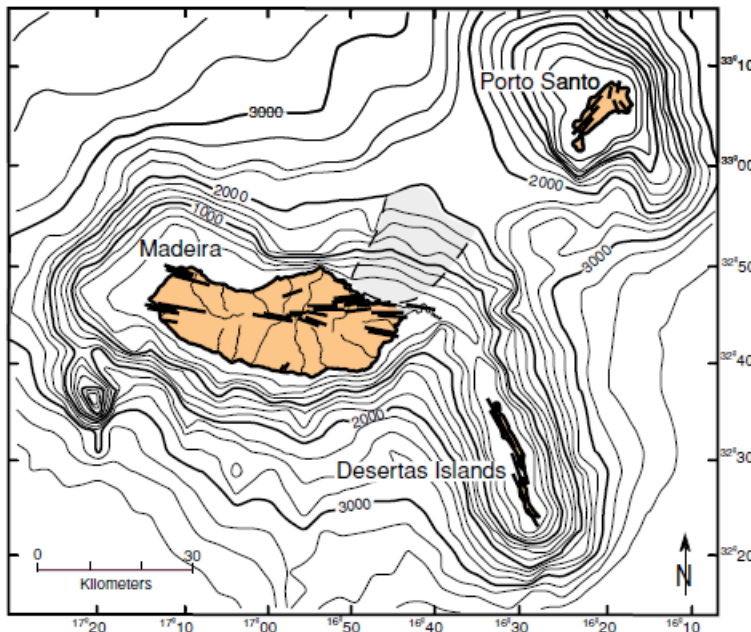


Figura 30 - Mapa Batimétrico posição relativa das ilhas do Arquipélago da Madeira (ilha do Porto Santo, Madeira e desertas) e Orientação da rede filoniana no Arquipélago da Madeira (Geldmacher *et al.*, 2000).

Fonte: (adaptado) Geldmacher, Hoernle and Schmincke (2000)

com a ilha da Madeira orientada na direcção E – O, a ilha do Porto Santo uma direcção NE – SO e o conjunto das ilhas Desertas na direcção NNO – SSE (figura 30). Este pode subdividir-se em dois grupos. O subgrupo Madeira e Desertas unido pela isóbata de 2000 m, sugere a ligação das duas ilhas no passado, suposição apoiada na grande semelhança geológica entre ambas, em que as Desertas podem ser consideradas como o prolongamento natural da ilha da Madeira. O subgrupo do Porto Santo deve considerar-se

como uma entidade individualizada do conjunto. Isto porque “a Ilha da Madeira encontra-se separada da ilha do Porto Santo por um canal onde as isóbatas atingem profundidades que vão até aos 3105 m” (Mata, 1996). “A ilha do Porto Santo caracteriza-se por ser muito mais antiga do que a ilha da Madeira” (Mata, 1996) e, por “apresentar um vulcanismo submarino com grande expressão e diversidade litológica, consubstanciada na abundância de vulcanitos ácidos” (Ferreira, 1985).

A instalação das ilhas que constituem o arquipélago processou-se segundo Ferreira (1985) em dois domínios morfoestruturais distintos, caracterizados pelo tipo de aparelhos vulcânicos e respectivas partes emersas.

Um primeiro grupo formado pelas Ilhas Selvagens evidencia grande afinidade com as Canárias no complexo de base, datado de 27 a 24Ma. “As ilhas Selvagens distam 130 km do Arquipélago das Canárias e, localizam-se em área oceânico – marginal, isto é, próximo da margem atlântica e definida pela transição entre o domínio oceânico e o domínio continental

africano” (Mata, 1996). Mitchell-Thomé (1976) considera o arquipélago das Selvagens independentemente do arquipélago da Madeira. Schminche (1982) considera também, que as ilhas Selvagens fazem parte integrante da província vulcânica do arquipélago das Canárias. “Os cumes destes relevos foram arrasados originando uma plataforma de abrasão sobre a qual se depositaram sedimentos fossilíferos que foram recobertos por escoadas de lava” (Schminche, 1982). O primeiro destes derrames, posteriores à instalação de depósitos recifais, teve lugar há cerca de 11,5Ma, isto é, no Miocénico, enquanto que o segundo teve lugar há cerca de 4Ma, portanto, no Pliocénico.

Um segundo grupo, compreendendo as ilhas da Madeira, Desertas e Porto Santo é interpretado “como sendo resultado do efeito de uma “pluma” térmica/quente, de longa duração, originada a partir do manto” (Portugal Ferreira, 1985).

Ideia também defendida por Geldmacher et al. (2000) e citada por Rodrigues (2005), “A expansão e a distribuição linear das ilhas e dos montes submarinos ao longo do ponto quente da Madeira, os grandes intervalos nas idades dos vários complexos vulcânicos e a pequena taxa de emissão/crescimento do edifício vulcânico da Madeira/Desertas, leva-nos a crer, que o ponto quente da Madeira é uma delicada pluma mantélica com pulsações, correspondendo cada complexo vulcânico a um determinado pulsar” (Geldmacher *et al.*, 2000, *in* Rodrigues, 2005).

Erguendo-se acima de uma vasta planície submarina, no seio da placa africana, numa área onde a crosta oceânica tem 140Ma, o edifício vulcânico da ilha da Madeira possui cerca de 5300m de altura. No que respeita ao valor emerso, só cerca de 4% se encontra visível à superfície.

Esta última é composta por grandes edifícios vulcânicos isolados, uns com expressão subaérea, como o caso da ilha da Madeira, Desertas e Porto Santo e outros que não atingiram a superfície, como o caso dos montes submarinos de Seine, Unicórn, Ampère, Coral Patch e Ormonde (figura 29). Separados destes dois complexos pela planície abissal da Madeira, e de acordo com Ferreira (1985), as ilhas Selvagens situam-se na Margem Atlântica, área de transição entre o domínio oceânico e o continental, com a representação emersa das ilhas Canárias e daquelas.

A sucessão descontínua verificada na actividade vulcânica das ilhas do Porto Santo e da Madeira parece evidenciar a “translação da Placa Africana para NE, a uma velocidade média da ordem de 1cm/ano, acontecimento que se teria verificado durante o Miocénico – Plistocénico” (Silva, 2003).

As ilhas da Madeira e do Porto Santo são portanto, o produto da edificação de aparelhos vulcânicos que se foram instalando no fundo do oceano Atlântico, no sector Oeste da Placa Africana, à medida que este oceano se foi abrindo e estendendo.

A história geológica do arquipélago da Madeira está intrinsecamente ligada à abertura e expansão do Atlântico, iniciada há cerca de 200 Ma, durante o Triássico, a qual prossegue ainda no tempo corrente. Expansão essa que dita o afastamento do arquipélago ao Rift, o que contribui também para que a sismicidade no Arquipélago da Madeira, seja, na maior parte das ocorrências, o reflexo dos abalos que afectam o Arquipélago dos Açores e Portugal Continental, cujos focos se situam, na maior parte dos casos, na direcção Açores – Gibraltar. No entanto, ao longo do ano de 2006 registaram-se alguns “Epicentros de sismos no edifício vulcânico da Madeira/Desertas, nomeadamente, um sismo registado a Sul do Funchal, cuja localização coincide com um campo de cones vulcânicos e outros ainda no Rift submarino das Desertas” (Rodrigues, 2005).

Logo se deduz do que fica escrito, que no Arquipélago da Madeira não se coloca qualquer risco vulcânico e o risco sísmico apesar de por vezes se sentir alguns sismos de baixa intensidade é baixo. Contudo, Prada (2000) afirma que não é completamente posto de parte a possibilidade de risco vulcânico na ilha da Madeira. Segundo a autora e como veremos no capítulo VI, a ilha atravessa um período de inactividade eruptiva, por ainda existir actividade vulcânica secundária incipiente.

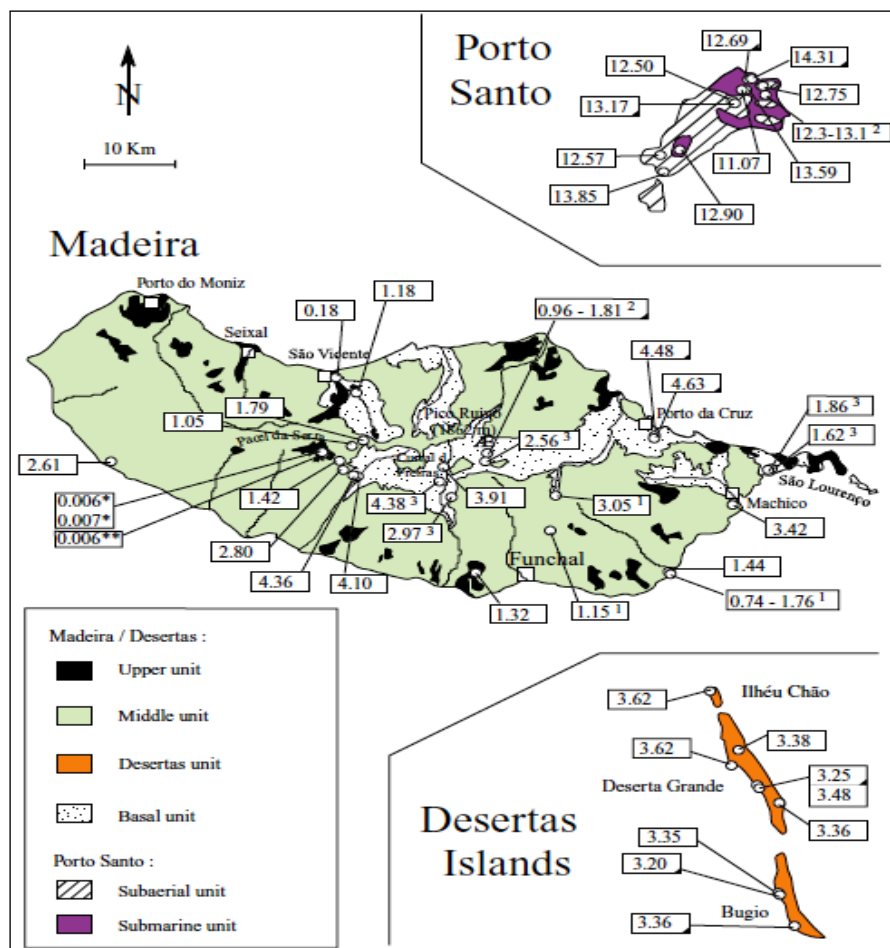
4.2. Geologia

Publicada e editada pelos Serviços Geológicos de Portugal em 1975, por Zbyszewski *et al.* (1975), a primeira carta geológica à escala de 1/50.000 da ilha da Madeira, apresentava um modelo com cinco complexos vulcânicos ($\beta 1$ - $\beta 5$) separados temporalmente e espacialmente, entre o Miocénico e o Quaternário. A este sucederam-se outros trabalhos e contribuições de diversos autores, como o caso de Mitchell-Thomé (1976) e Alves e Forjaz (1991), que elaboraram cartas geológicas esquemáticas a grandes escalas.

Partindo do modelo apresentado por Zbyszewski *et al.* (1975) e baseado em datações geocronológicas, Mata (1996) propôs um modelo vulcano-estratigráfico, agrupando em três fases distintas a actividade vulcânica que esteve na génese do desenvolvimento da ilha. A primeira fase classificada como *pós-emersão*, com idades superiores a $> 2,5\text{Ma}$, a segunda como *consolidação insular* com idades compreendidas entre os $2,5\text{Ma}$ a $1,0\text{Ma}$ e a terceira como *matura* ($<1,0\text{Ma}$).

Tendo em conta datações de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ das rochas vulcânicas do Arquipélago da Madeira e com base no modelo de Zbyszewski *et al.* (1975), Geldmacher *et al.* (2000) propõem um mapa geológico esquemático (figura 31). Neste esboço, as formações vulcânicas da ilha da Madeira pertencem a três unidades, a Basal ($\beta 1$), em correspondência com o respectivo Complexo de Zbyszewski *et al.* (1975), a Intermédia ($\beta 2$ - $\beta 4$) e a Superior ($\beta 5$), enquanto que as Desertas, à unidade das Desertas. No Porto Santo estão patentes duas outras unidades, a unidade Subaérea e a Submarina. Propõem ainda um modelo de evolução geocronológica dividido em duas etapas, a do vulcão em escudo e a etapa pós-erosional.

Mata (1996) considera que a expressão emersa da ilha, fase de pós-emersão, teve lugar há mais de 2,5Ma (milhões de anos) e que entre 2,5 e 1 Ma decorreu a denominada fase de consolidação, na qual a ilha teria atingido dimensão próxima da actual. A esta fase teria sucedido a fase madura (<1Ma), durante a qual o vulcanismo sofreu forte atenuação e passou a ter um carácter muito localizado.



A ilha da Madeira é a mais jovem das ilhas do arquipélago, em cujo topo do complexo vulcânico de base, no sítio dos Lameiros, São Vicente, ocorre uma intercalação sedimentar recifal, constituída por fósseis calcários marinhos de idade Vindoboniana, 5,2 – 6 Ma (Carvalho e Brandão, 1991). Os basaltos alcalino – olivínicos e hawaiiitos que a ela se sobrepõem revelam idades compreendidas entre 4,5 e 0,3 Ma, correspondendo ao Pliocénico – Plistocénico. “As lavas presentes no arquipélago da Madeira são alcalinas, entre os quais, os basanitos e basaltos alcalinos são as rochas predominantes. As rochas intermédias (hawaiiitos, os mugaritos, os benmoreitos e os traquitos) não têm expressão significativa, sendo apenas representadas em pequenos afloramentos” (Zbyszewski, 1975). Os sedimentos Miocénicos fossilíferos do Porto Santo, na opinião dos autores citados, são mais antigos do que as formações congéneres da Madeira e das Selvagens.

Os geólogos Carvalho e Brandão (1991) adoptaram para a referida Carta (Folhas A e B da Ilha da Madeira, na escala 1/50 000) novas designações de forma a permitirem estabelecer correlações entre aspectos morfológicos, mais gerais e mais evidentes. Assim, foi estabelecida a seguinte correlação:

- “Mio-Pliocénico”, passou a ser designado por Complexo Vulcânico de Base (β 1)
- “Pós-Miocénico”, passou a ser designado por Complexo Vulcânico Periférico (β 2), Complexo Vulcânico de Lombadas Superiores (β 3), Complexo Vulcânico do Paúl da Serra (β 4) e Escoadas Modernas (β 5).

Com base na Notícia explicativa da Carta Geológica da Madeira, foi-nos possível elaborar uma breve descrição dos complexos referidos anteriormente e que descrevemos em seguida.

O Complexo Vulcânico de Base (β 1) aflora na parte central da Ilha da Madeira e é delimitado por alguns vales profundos como os de São Vicente, ribeira do Porco, ribeira Brava, ribeira dos Socorridos e prolonga-se até à Ponta de S. Lourenço. Este complexo constitui-se essencialmente, por materiais piroclásticos grosseiros, representados por grandes blocos, bombas, lapilli e cinzas, recortados por densa rede de filões predominantemente basálticos, incluindo algumas intercalações de escoadas basálticas, representadas segundo Aires-Barros et al. (1974) por basaltos alcalinos e alcalino-olivínicos. Os dois conjuntos encontram-se no geral muito alterados. Ferreira (1985) atribuiu idade Pliocénica a este complexo, com base em datações radiométricas.

O Complexo Vulcânico Periférico (β 2) é uma unidade que ocupa uma extensão considerável na Madeira e é constituído por uma alternância de montes lávicos e bancadas de piroclastos de granulidade variável, sendo cada vez mais fino à medida que se afasta dos

centros emissores. O grau de alteração da referida unidade, por vezes, é considerável, originando grandes espessuras de material de aspecto argiloso, de tons acastanhados. Segundo Aires–Barros et al. (1974), as rochas efusivas deste complexo são diversificadas, variando entre termos francamente basálticos, até hawaiiitos e mugaritos. A quantidade de filões basálticos que corta este complexo é ainda numerosa. Zbyszewski (1975), refere que este conjunto de formações, possivelmente, corresponde à fase da história da ilha em que os aparelhos vulcânicos teriam atingido a sua maior altura. Tendo em conta estudos realizados na formação fossilífera de S. Jorge e nos depósitos arenosos com Henix, da Ponta de São Lourenço, admite-se que estas formações, de “carácter diluviano” são do Quaternário recente muito próximo do actual. A este complexo é atribuída idade Plio-Plistocénica.

O Complexo Vulcânico das Lombadas Superiores ($\beta 3$) ocupa uma vasta área em torno do Paúl da Serra e ao longo da Ribeira da Janela, na Achada da Pita, na Lombada das Vacas, na das Queimadas, na Lombada do Meio e a Norte de S. Roque e de Nossa Senhora do Monte. É constituído por uma alternância de materiais piroclásticos e escoadas de lava em bancadas pouco espessas (com predominância destas) e com fraca inclinação. Trata-se, assim, de uma fase vulcânica mais efusiva do que explosiva. Segundo Aires–Barros et al. (1974), estas lavas, petrograficamente, são semelhantes às do segundo complexo, ou seja, basaltos alcalinos-olivínicos, predominando os basanitóides, indo a série até aos hawaiiitos. Genericamente, estas formações constituem as cristas e zonas altas que separam as bacias drenadas para Norte das que escoam para Sul, cobrindo parcialmente os complexos $\beta 1$ e $\beta 2$ identificando-se com as formas de relevo interfluviais, habitualmente designadas por “lombadas” ou “lombos”. Na encosta Sul, as “lombadas” encontram-se acima dos 800 m a 900 m e, na parte Norte, estas formas descem aos 400 a 500 m. Na encosta Norte, os vales encaixados de São Vicente e de Boaventura, põem a descoberto os complexos vulcânicos inferiores $\beta 1$ e $\beta 2$, devido aos profundos rasgões produzidos pela erosão.

O Complexo Basáltico do Paúl da Serra ($\beta 4$) constituiu-se por alternância de lavas basálticas compactas, em bancadas pouco inclinadas e sub-horizontais, separadas por alguns níveis piroclásticos, finos e extensos. Dentro dos materiais lávicos, os termos basálticos são predominantes, seguindo-se por ordem de importância os basanitóides e os hawaiiitos (Aires–Barros et al., 1974). As escoadas lávicas, relativamente pouco espessas, cobriram uma topografia aplanada do complexo vulcânico que serve de substrato. Segundo Nascimento (1990), as primeiras escoadas deste complexo basáltico foram as mais extensas, ocupando a totalidade da superfície planáltica, chegando a descer ao longo dos vales e a atingir o mar.

Deste modo, o Planalto do Paúl da Serra (situado entre as cotas de 1.400 m a 1.500 m, com cerca de 20 km²), resulta de erupções fissurais cujos derrames ocuparam uma área bastante extensa. Segundo Zdyszewski et. al. (1975), ainda são visíveis pequenos aparelhos vulcânicos secundários ao longo de fracturas com orientação NO – SE.

O principal centro emissor, segundo o geólogo citado, corresponde à área da Bica da Cana. Este paraleliza a unidade do Paúl da Serra com outras áreas de carácter planáltico, em situação e aspecto semelhante, do Pico da Pereirinha, em Alagoa (a SO do Seixal), Melros (a NE do Paúl do Mar), Achada do Teixeira (a ENE do Pico Ruivo) e as definidas por Cedro, Chão dos Balcões e João do Prado (a S e SE do Pico do Arieiro).

As Escoadas Modernas ($\beta 5$), correspondem ao último período de actividade vulcânica conhecido na ilha (0,5+- 0,2 Ma). As escoadas basálticas olivínicas, aproveitando os vales anteriormente abertos pela erosão torrencial, correram até ao mar. Este fenómeno está restrito praticamente à parte vestibular dos vales das ribeiras de São Vicente, do Seixal e de Porto Moniz. Ainda pertencente a este episódio existem em Porto da Cruz derrames de mugarito que assentam sobre uma cascalheira de praia levantada, que Zbyszewski atribuiu ao Siciliano. Admite-se que o mugarito corresponda a um episódio vulcânico ligeiramente mais antigo do que o expresso pelos basaltos do vale “fóssil” de São Vicente. Na área do Porto Moniz, os basaltos olivínicos contêm encraves sob a forma de nódulos ou agregados olivínicos, que resultam da aglutinação de fenocristais de lava precocemente cristalizados. “As lavas que contêm os nódulos referidos teriam resultado de fracções magmáticas contaminadas por materiais síalicos” (Canilho, 1971).

Mata et al. (1989) acrescentaram um outro complexo vulcânico, referenciado por B6, que compreende os produtos de pequenas e localizadas erupções recentes.

“As rochas sedimentares, apesar da sua fraca representação, compreendem apreciável diversidade de formações: aluviões, cascalheiras e areias de praias modernas, depósitos de vertentes e de “Fajãs”, areias de dunas, cascalheiras fluviais e marinhas (quaternárias) e rochas calcárias, estas últimas quase desaparecidas devido à intensa exploração a que têm estado sujeitas para o fabrico de cal. Ocorrem sobretudo ao longo da costa, nos vales e nas “Fajãs”” (Zbyszewski et al., 1975).

Em suma, do ponto de vista geológico a ilha é essencialmente constituída por rochas eruptivas e por materiais piroclásticos, sendo as primeiras largamente predominantes. Também “existem formações sedimentares mas em extensão relativamente pequena” (Zbyszewski et al., 1975).

As rochas eruptivas são quase exclusivamente rochas basálticas, consistindo sobretudo de basaltos, basanitos, basanitóides, hawaiitos e mugearitos; gabros, essexitos e rochas afins, bem como rochas ácidas de tipo traquítico, que também se podem encontrar, mas apenas ocasionalmente. Do mesmo modo, os materiais piroclásticos apresentam quase sempre composição basáltica, distinguindo-se materiais piroclásticos predominantemente finos (em geral tufos e cineritos de cor avermelhada, acastanhada, amarelada ou acinzentada), aparelhos vulcânicos, cones de escórias e materiais piroclásticos grosseiros (nomeadamente blocos, bombas, brechas e aglomerados). Embora as rochas vulcânicas possam encontrar-se em filões dispersos pela ilha e os materiais piroclásticos possam ter-se concentrado nalgumas áreas em geral de reduzida extensão, como norma, ocorrem conjuntamente em cinco complexos principais que se caracterizam pela alternância de lavas em bancadas mais ou menos espessas e de níveis constituídos pelos materiais piroclásticos identificados como os complexos vulcânicos β_5 , β_4 , β_3 , β_2 e β_1 , aos quais correspondem fases vulcânicas sucessivamente mais antigas (Zbyszewski et al. 1975), entre o Miocénico e o Quaternário.

No que concerne à rede filoniana da ilha da Madeira, esta apresenta-se na sua grande maioria com uma direcção paralela a direcção do Rift da Madeira, um eixo central por onde a ilha se desenvolveu. Neste contexto, a caterva filoniana possui uma direcção de E-O, ao longo do processo de crescimento da ilha. No entanto, existem algumas áreas que apresentam diferenças bastante distintas nas direcções, sendo observadas, maioritariamente, na costa Sul.

Segundo Zbyszewski *et al.* (1975), é ao longo das arribas da vertente Sul que constatamos uma diferença de direcções, nomeadamente, entre a Ponta do Pargo e o Cabo Girão, segundo três áreas distintas. Numa primeira área, entre a Ponta do Pargo e a Fajã da Ovelha (arribas com vestígios de um aparelho vulcânico destruído, cuja parte central, se encontrava no mar). Na segunda área, entre esta última (Fajã da Ovelha) e a Madalena do Mar (vestígios de um segundo aparelho vulcânico destruído, que também se encontrava no mar). Finalmente, numa terceira área compreendida entre o Campanário e o Cabo Girão, a caterva filoniana, apresenta-se muito mais densa, com direcções ONO – ESE, passando posteriormente a NO – SE e ainda de N - S, fruto igualmente de um aparelho vulcânico localizado nas imediações do maciço do Cabo Girão.

Segundo Fonseca et al. (2000 e 2002), a ilha está tectonicamente controlada pela falha Machico – Seixal. Este autor concluiu que a ilha possui 137 lineamentos, com mais de 1 km de comprimento e 450 km de comprimento no total. Dos lineamentos identificados o mais importante é, dada a sua dimensão e expressão geomorfológica, o lineamento Seixal – Machico, que possui uma extensão de 56 km² e apresenta uma direcção N50°O (figura 32).

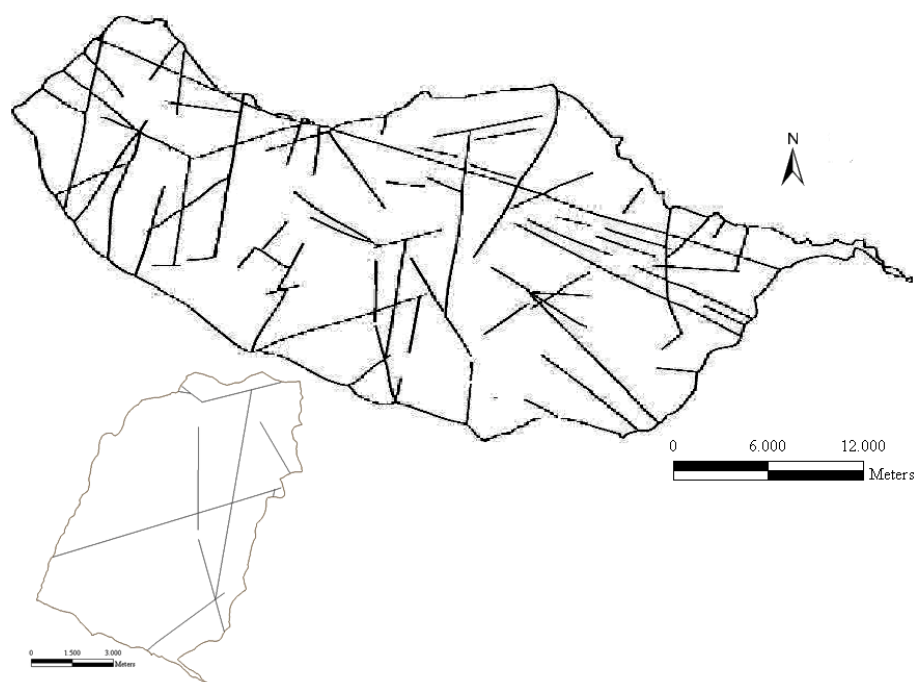


Figura 32 - Lineamentos fotointerpretados da ilha da Madeira, salientando os lineamentos existentes no concelho da Ribeira Brava (Fonseca *et al.*, 1998, 2000, 2002).

Verificamos que, o concelho da Ribeira Brava, existe também um conjunto de lineamentos importantes, sendo que alguns deles, são coincidentes com as linhas de água particularmente na freguesia do Campanário. Este, com direcção N – S, sofre uma inflexão para SO. Este lineamento é coincidente com o lineamento que segura o Cabo Girão no lado do Campanário. O mesmo é atravessado perpendicularmente por um lineamento com direcção NO – SE que tem continuidade no concelho de Camâra de Lobos, e que será o responsável pelo equilíbrio do cabo atrás referido (figura 32).

A Norte do concelho, mais precisamente na Boca da Encumeada, um lineamento parece constituir a divisão deste concelho com o concelho de São Vicente. O referido lineamento com direcção NO- SE sofre uma inflexão para NE.

O concelho é ainda atravessado transversalmente por um outro lineamento com direcção SO – NE. Alguns destes lineamentos irão coincidir, como veremos mais à frente, com áreas de ocorrência de movimento de vertente, teoria defendida por Domingos Rodrigues (2005), na sua tese e que é observável no município em estudo.

Geologicamente, o município é constituído a Noroeste da freguesia da Ribeira Brava, por materiais piroclásticos predominantemente finos. No Flanco Sul do Paúl da Serra, os afloramentos são recortados por numerosas linhas de água e, continuando a descer a Ribeira Brava, tal não constitui uma excepção. Também na Ribeira Brava poderemos encontrar Complexos Vulcânicos Pós-Miocénicos com intercalações piroclásticas. Desta forma, os

aparelhos vulcânicos do planalto do Paúl da Serra prolongam-se até aos vales transversais de São Vicente e da Ribeira Brava. A Serra de Água constitui o Complexo Vulcânico Mio-pliocénico da Serra de Água, fazendo esta localidade parte do complexo vulcânico principal da ilha. Esta unidade possui uma extensão de cerca de 14 km², abrangendo a quase totalidade da depressão de da Serra de Água e estendendo-se para Sul ao longo do vale da ribeira.

Geologicamente, o concelho é constituído por quatro complexos vulcânicos.

(1) O Complexo Mio-Pliocénico da Serra de Água ($\beta 1$ e $\beta 2$), ocupa quase toda a freguesia do mesmo nome, estendendo-se ao longo dos vales e inclusivamente, ao longo do vale da Serra de Água, em direcção á Meia Légua. No conjunto do concelho, este complexo ocupa uma área de cerca de 13 km². É aquela que ocupa a maior parte da ilha, aflorando em toda a encosta Sul do concelho da Ribeira Brava, indo desde a Serra de Água até ao litoral. Esta unidade é constituída por uma alternância de mantos lávicos e material piroclástico de granulometria variável, tanto mais fina quanto maior for a sua distância do centro emissor.

(2) O complexo referido é circundado pelo Complexo Vulcânico do Paúl da Serra e da Achada do Pita ($\beta 3$), excepto ao longo do vale da Ribeira Brava. Ocupa as áreas altas do concelho, particularmente em Campanário, Tabua e Serra de Água, ocupando uma área de cerca de 17 km².

Este cobre parcialmente os complexos $\beta 1$ e $\beta 2$, sendo observável, na área em estudo, nas partes superiores dos picos do Maciço Central e nas serras altas da vertente Sul. Esta unidade e respectivas formações constituem a generalidade dos interflúvios e zonas altas que separam as bacias de recepção, identificando-se com as formas de relevo interfluviais, popularmente designadas por “lombadas” ou “lombos”. É constituída por uma sequência alternada de materiais piroclásticos e escoadas lávicas pouco espessas, de fraca inclinação em relação ao complexo anterior.

(3) Um outro complexo, ocupando somente uma área de 200 m², aflora a Noroeste do concelho. É constituído por lavas basálticas compactas, em bancadas pouco inclinadas e sub-horizontais, separadas por alguns níveis piroclásticos, finos e extensos. As lavas provenientes desta unidade formaram escoadas relativamente pouco espessas, cobrindo a topografia aplanada do complexo vulcânico inferior. Os depósitos piroclásticos patentes na área em questão são de dois tipos, consoante a sua granulometria: depósitos de material predominantemente fino e depósitos grosseiros. Os primeiros são representados, na sua generalidade, por tufos e cineritos de cor avermelhada, acastanhada, amarelada ou acinzentada. É denominado Complexo Basáltico Superior do Paúl da Serra ($\beta 4$) e encontra-se, como veremos mais à frente, numa área considerada de susceptibilidade elevada à queda de

blocos/derrocadas. A sua constituição rochosa é, sem dúvida, determinante para a existência desse risco.

Ocupando a área mais a Sul do concelho, na continuidade dos complexos da Serra de Água e do Paúl da Serra e Achada do Pita, temos o Complexo Vulcânico com Intercalações Piroclásticas da Ribeira Brava ($\beta 3$) trata-se do complexo com maior área no concelho: 33 km².

Neste complexo, é-nos possível observar a existência de aparelhos vulcânicos, cones de escórias e materiais piroclásticos grosseiros e depósitos de vertente piroclásticos finos.

Dos primeiros, é a Este e a Noroeste do lugar da vila que observamos as maiores áreas destes materiais. Na freguesia do Campanário, próximo do limite do concelho com Câmara de Lobos, é-nos possível observar estes materiais, que tem continuidade no concelho vizinho. Na freguesia da Tabua estes materiais são visíveis a Este da ribeira ocupando uma área relativamente pequena.

Quanto aos segundos, são frequentes a Oeste da ribeira Brava, onde ocupam maior área. Verificamos aí a presença de depósitos piroclásticos finos. São também observados na freguesia do Campanário, a Sul. Igual situação é observada na Tabua, onde estes materiais ocupam uma área reduzida.

No que concerne à rede filoniana, esta está patente na Bacia da Ribeira Brava e no limite do concelho na área do Cabo Girão. Desempenha um papel de extrema importância na conservação dos relevos, pois serve de suporte e de factor de resistência à erosão dos materiais piroclásticos, modelando o relevo consoante a presença de filões e criando vertentes com centenas de metros de altura. Hartnack em 1930, comparou o comportamento da rede filoniana com as funções que as estruturas metálicas desempenham no interior do betão armado. Visto que os filões se desenvolvem como fracturas perpendiculares na direcção do mínimo stress compressivo, a orientação do complexo filoniano reflecte o campo compressivo dentro do edifício vulcânico. Neste contexto e com uma orientação E - O, a densa rede filoniana patente a Norte do concelho particularmente nas áreas mais elevadas e próximo da fronteira do concelho de Câmara de Lobos, na depressão Serra de Água, e que representa a direcção do Rift da Madeira, por onde a ilha se terá desenvolvido. Podemos encontrar outras catervas filonianas na vertente Este da Serra de Água com uma orientação N - S, junto a Fenda do Ferreiro e NE - SO no Passo de Ares, junto ao limite do concelho. Também ao longo do vale da Ribeira Brava verificamos a existência de filões de direcção SO - NE e no litoral, mais precisamente no limite com a Quinta Grande junto ao Cabo Girão, são estas que permitem o maior desnível costeiro da ilha da Madeira, cerca de 580 m. Os diques nesta área possuem uma direcção de cerca de N5°E,

distintos em relação aos complexos filonianos anteriores apresentados, evidenciando um campo compressivo diferente. “A área do Campanário apresenta uma rede filoniana muito densa, que se estende até ao Cabo Girão. As arribas são constituídas por materiais piroclásticos vermelhos, vestígios de um grande aparelho vulcânico cujo centro estava no mar”. (Ribeiro, 1990).

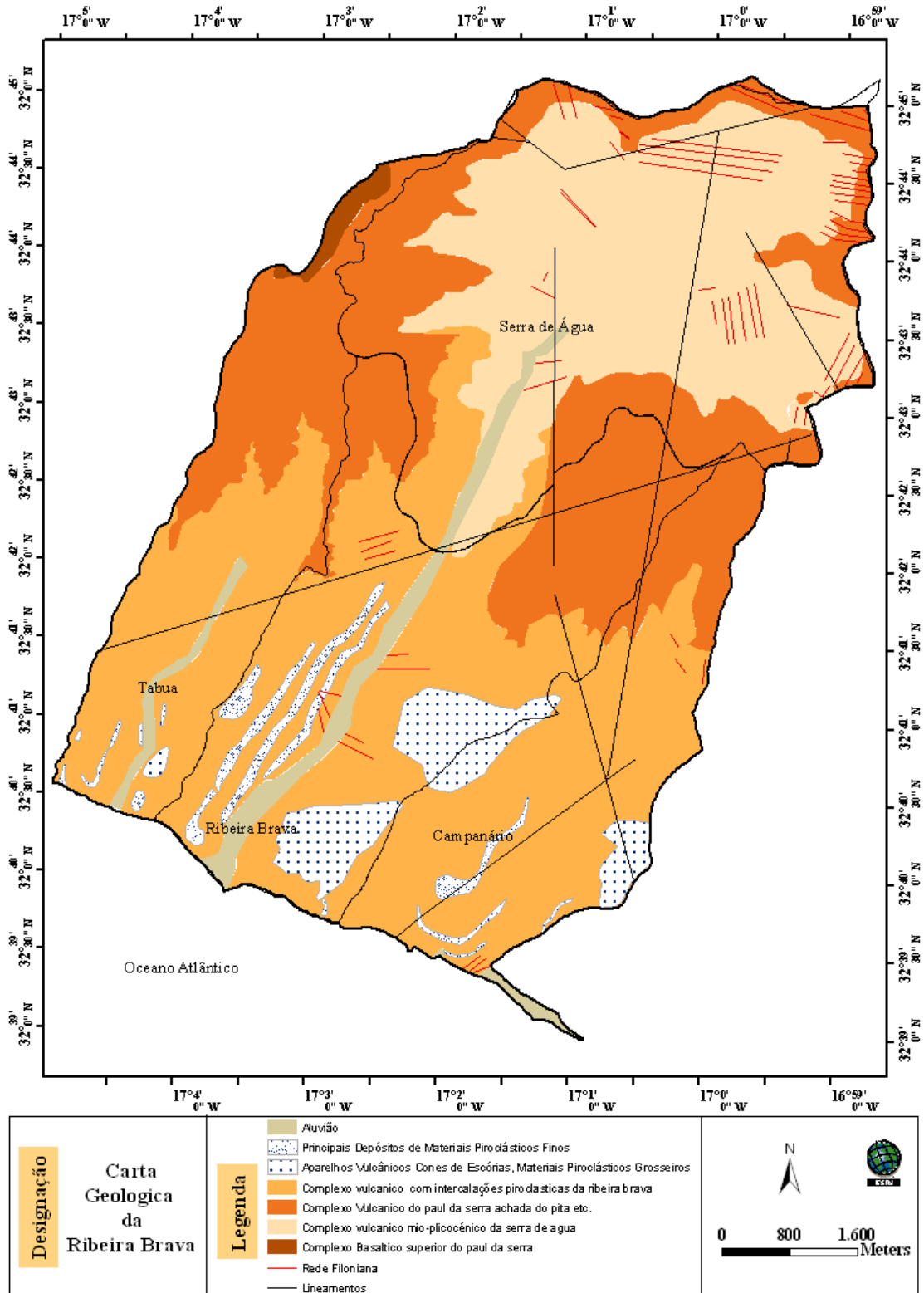


Figura 33 – Carta Geológica do Concelho da Ribeira Brava

As formações sedimentares estão representadas principalmente pelos depósitos aluvionares, que podem ser encontrados ao longo do vale da Ribeira Brava, nomeadamente no curso superior, na confluência da ribeira da Serra de Água com a ribeira Brava, ao longo do curso intermédio e curso inferior, na planície aluvionar. De menor expressão comparativamente com a anterior, temos os depósitos aluvionares da Ribeira da Tabua que, devido ao menor caudal que comporta, tem uma menor capacidade para o transporte sedimentar.

No curso inferior da ribeira do Campanário temos também uma área aluvionar muito pequena. De natureza semelhante, temos a área da Fajã dos Padres, um depósito aluvionar de aproximadamente 120 m².

Estes são depósitos de características próprias, fruto da imaturidade dos vales, apresentando-se geralmente grosseiros e de carácter torrencial (figura 33).

As cascalheiras fluviais presentes são, geralmente, depósitos torrenciais constituídos por material grosseiro, em virtude da imaturidade dos perfis longitudinais dos nossos vales. Podem ser encontrados a E do lugar da vila, na estrada regional em direcção ao Campanário, no qual se julga ser em depósitos de uma praia fluvial quaternária. Os depósitos de cobertura e de fajãs correspondem, em ambos os casos, a um amontoar de material da vertente, por via da gravidade, como é exemplo a Fajã dos Padres. O primeiro caso resulta de um processo de acumulação gradual de sedimentos provenientes da vertente, de constituição detrítica e muito heterométrica, oriundos da capa de alteração do solo e de produtos piroclásticos que se apresentam pouco coesos. Podemos encontrar extensos depósitos de vertente na bacia da Serra de Água, ao longo da ribeira Brava, da ribeira da Tabua, da ribeira dos Melões e no litoral. De génese semelhante aos depósitos de cobertura, mas destacando-se pela morfologia própria e pelo fraco declive, as fajãs resultam de movimentos de massa em vales e arribas, distribuindo-se pelo litoral madeirense e ao longo dos vales. Na área em estudo, poderemos encontrar algumas fajãs distribuídas um pouco por todo o concelho, de que são exemplo, a Fajã da Ribeira, a Fajã Redonda, a Fajã Pequena, entre outros depósitos semelhantes, mas que localmente não se denominam Fajãs, todos situados na vertente E do vale da Ribeira Brava. Na vertente Oeste do vale, temos a Fajã do Cerejo, depósitos de vertente de origem idêntica, mas que se denominam Quebrada. Localizada no litoral temos a Fajã dos Padres.

Estes são depósitos que se encontram devidamente identificados ao longo das linhas de água do concelho e junto ao litoral como podemos na figura 36.

4.3. Geomorfologia

Como referido anteriormente, as ilhas que compõem o arquipélago são de origem vulcânica, cuja actividade vulcânica cessou há muito tempo.

A configuração do aparelho vulcânico encarado na sua generalidade e complexidade, enquanto origem de uma ilha, corresponde ao relevo vulcânico que se eleva do fundo do oceano de que a Madeira, incluindo as Desertas, não são mais do que partes culminantes, que ultrapassam o nível do mar.

O clima, a natureza e modos de jazidas das rochas, foram e são factores que desempenham papéis predominantes no modelado do relevo, influenciando particularmente a forma do edifício vulcânico que lhe deu origem e determinando assim a morfologia que apresenta na actualidade. O aspecto geral da ilha da Madeira, vista do mar, a certa distância, apesar do seu relevo contrastante e dos vales profundamente incisos, é o de um escudo achatado dissecado pela erosão vertical, cujos bordos teriam sido quebrados pela erosão das vagas” (Ribeiro, 1985).

A ilha da Madeira apresenta um desenvolvimento principal na direcção ESE-OSO, possuindo um comprimento máximo como já foi referido, entre a Ponta do Pargo e a Ponta de São Lourenço, de 58 km e uma largura também máxima de 23 km, entre o Arco de São Jorge e a Ponta da Cruz a Oeste do Funchal.

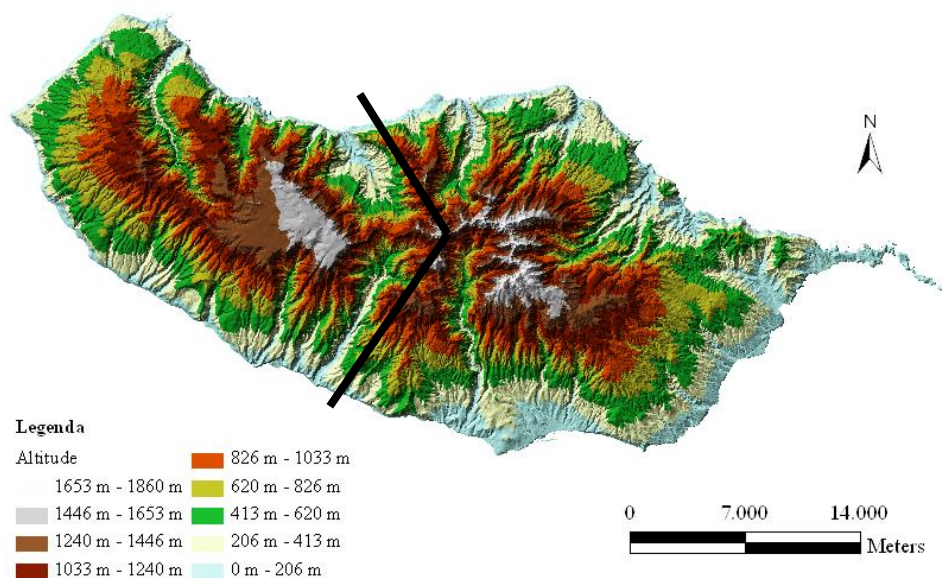


Figura 34 – Orografia da ilha da Madeira
Fonte: PRAM

O relevo da ilha caracteriza-se por uma cadeia de altas montanhas, que a atravessa na direcção do seu maior comprimento, formando dois maciços separados pelos grandes vales da Ribeira Brava e São Vicente e ligados pela estreita Encumeada de São Vicente (figura 34). Nas suas encostas, a acção erosiva das torrentes tem cavado vales que vão aprofundando até ao mar e, no litoral, a acção erosiva das ondas tem produzido elevadas arribas, intercaladas por enseadas onde se formam pequenas praias de calhaus rolados e grandes derrocadas, sobretudo no litoral Norte da ilha. No entanto, é na costa Sul a 9 km a Oeste da cidade do Funchal, que se encontra a arriba mais alta da Europa, conhecida por Cabo Girão, com uma altitude de aproximadamente 580m, quase a prumo sobre o mar.

Geomorfologicamente a ilha pode subdividir-se em três unidades clássicas: o planalto do Paúl da Serra, que também dá pelo nome de Maciço Ocidental (UGRC1), o Maciço Vulcânico Central, também conhecido como Maciço Central (UGRC2), e a Ponta de São Lourenço também denominada de Maciço Oriental (UGRC3) (figura 35). A morfologia e a sua idade condicionam a evolução das linhas de água; no entanto, a densidade de drenagem e o grau de encaixe da rede traduzem, não só o grau de evolução do relevo (declives, sobretudo as rupturas), mas também, e em especial, a quantidade de água que se escoia (que varia muito no contexto de uma ilha com relevo importante, devido à variação da precipitação e aos diferentes tipos de cobertura e uso do solo) e às características do material rochoso (permeabilidade, grau de facturação, resistência ao desgaste, espessura do rególito, etc.).

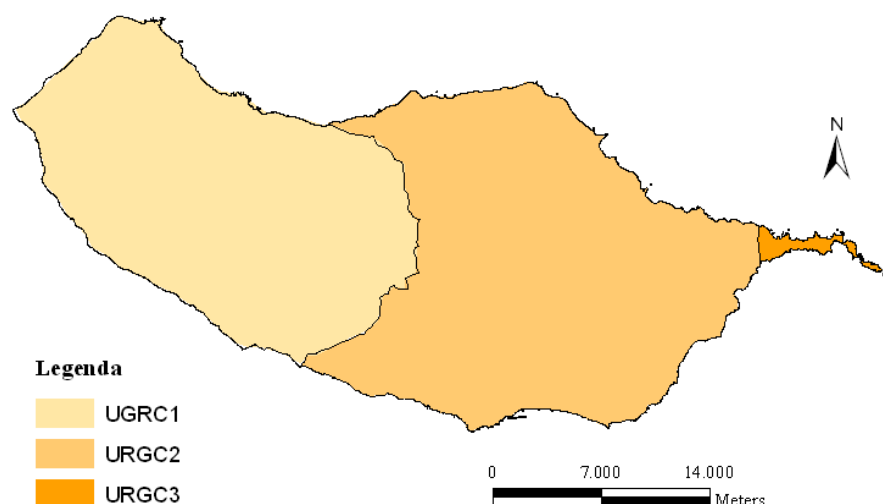


Figura 35 - Unidades geomorfológicas regionais clássicas.

É no primeiro (Maciço Central) que se observam as maiores altitudes. Aqui, quatro picos ultrapassam os 1800 m de altitude. O mais alto é o pico Ruivo com 1862 m, logo seguido pelo pico das Torres com 1851 m, pelo Areiro com 1818 m e pelo pico Cidrão com 1802 m. Este maciço é constituído, principalmente, por materiais piroclásticos grosseiros,

especialmente escórias e bombas vulcânicas. A segurar estas rochas brandas temos os filões e os diques basálticos. Nesta área, nascem muitas ribeiras, umas dirigem-se para Norte, outras correm para Sul, mas todas ocupam vales muito encaixados, o que mostra bem a sua grande capacidade erosiva.

O segundo (Maciço Ocidental), está separado do Maciço Central pelos vales fundos de S. Vicente e da Ribeira Brava. A primeira desagua a Norte e a segunda corre para Sul. Esta parte é dominada pelo Paúl da Serra, o único planalto verdadeiramente significativo da região. Este ocupa uma área de cerca de 20 km² e a altitude oscila entre os 1400 m e os 1500 m. Aqui, pequenos cones vulcânicos quebram a monotonia e denunciam a sua origem, as erupções vulcânicas. Contudo, aqui, as erupções foram mais calmas e as lavas basálticas estenderam-se à vontade. Do Paúl da Serra partem muitas ribeiras, a ribeira da Janela é a mais extensa e corre para Norte, serpenteando entre as rochas duras. O rebordo Sul é mais suave e os cursos de água correm quase paralelos, separando os lombos, que dão uma fisionomia especial ao concelho da Calheta.

A terceira parte (Maciço Oriental), integra os pequenos planaltos do Chão da Lagoa e do Santo da Serra. O Chão da Lagoa situa-se a sueste do pico do Areeiro e tem uma altitude próxima à do Paúl da Serra, ao que tudo indica ter-se-ão formado na mesma altura. A um nível mais baixo o Santo da Serra mantém uma pequena cratera vulcânica bem conservada. A Península de São Lourenço, na extremidade oriental, tem uma fisionomia que contrasta com o resto da ilha.

Em toda a costa madeirense, as arribas são apenas interrompidas na foz das ribeiras principais, excepção feita no anfiteatro do Funchal, na Baía de Machico e, de resto, praticamente nas embocaduras das ribeiras. Onde o recuo da arriba foi mais rápido do que o encaixe das ribeiras, aparecem vales suspensos despejando água em cascatas. Como no Paúl do Mar na vertente Sul, ou na ribeira de João Delgado perto do Seixal, a Norte. O recuo do litoral depende da energia do mar e da resistência das rochas; deste modo, as mais duras mantêm-se firmes nas pontas e ilhéus, pelo contrário, as mais brandas cedem à pressão do oceano e dão lugar a pequenas enseadas.

A abrasão marinha é mais intensa no litoral Norte e, conseqüentemente, as arribas são de modo geral mais elevadas e mais abruptas que as do Sul, o que não significa que no Sul estas não existam, são sim, menos regulares. No concelho em estudo, verificamos a existência

de arribas de grande altitude, que se encontram devidamente identificadas no esboço geomorfológico do município (figura 36).

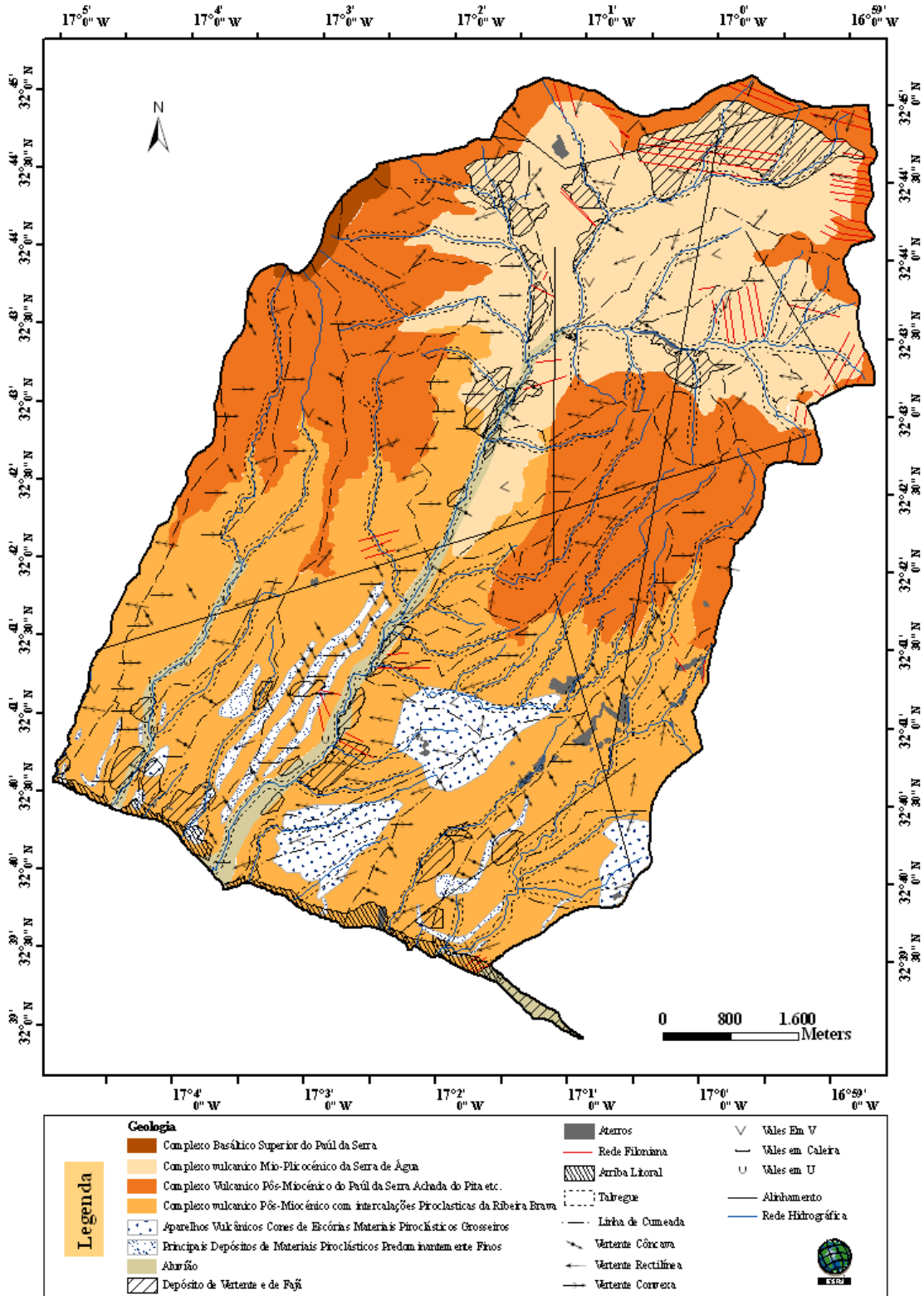


Figura 36 – Esboço Geomorfológico do Concelho da Ribeira Brava

Alguns dos maciços montanhosos estendem-se até ao mar. Quando tal não sucede, pode passar-se da região elevada central para o litoral através de vertentes mais ou menos declivosas. Noutras áreas, desce-se sobretudo por encostas de declive menos acentuado que recebem as designações locais de "lombos", "lombas" ou "lombadas". Em ambos os casos, as vertentes encontram-se profundamente entalhadas em vales geralmente com perfil torrencial, onde correm os cursos de água que formam a rede de drenagem da ilha. Pequenos cones de escórias sobressaem, por vezes, deste modelado geral, sobretudo na região costeira do Sul.

Ao longo dos vales, ou no litoral, são frequentes os desmoronamentos de terras, das camadas superiores das vertentes, o que provoca a acumulação de materiais na base destas, formando-se as “fajãs”, como vemos no esboço geomorfológico do concelho (figura 36).

Na ilha da Madeira, “muitas ribeiras ficam suspensas na arriba e precipitam-se em cascata ou desaguam por uma garganta de ligação onde o declive pode aumentar até a vertical” (Ribeiro, 1948). Esta situação é observável principalmente no litoral Norte da ilha, contudo, esporadicamente no litoral Sul se verificam alguns casos. Alguns dos quais no concelho em estudo. Debruçar-nos-emos sobre este assunto mais à frente, quando da caracterização hidrográfica.

Do ponto de vista morfológico, a ilha da Madeira, como anteriormente mencionado, corresponde a uma região fortemente marcada pela erosão em que o modelado é reflexo das nítidas diferenças de resistência mecânica evidenciadas pelos materiais litológicos. Pode considerar-se na ilha a existência de uma alta região central correspondendo aos grandes aparelhos vulcânicos originários. Distinguem-se nesta área imponentes maciços montanhosos, um relevo acidentado, marcado por vales muito profundos, por desníveis abruptos de paredes quase verticais e por declives em geral acentuados; além desses maciços, encontram-se também superfícies subestruturais constituindo perfeitos planaltos -"achadas" -, as quais podem apresentar desenvolvimento maior ou menor.

Como já referimos, morfologicamente, a ilha está dividida em duas partes distintas, cortadas, a Norte pelo Vale de São Vicente e a Sul pelo vale da Ribeira Brava (figura 34). Na parte virada a Sul temos impressionantes escarpas que ladeiam as margens da Serra de Água. A meio do soberbo vale erguem-se penedos que são autênticas eminências isoladas, que parecem subir a pique para o céu. Cerros elevados, surgem como que por assombro, como se pretendessem mostrar o seu poder, pelo interior do vale da Serra de Água. A elevação denominada de Crista do Galo, a Encumeada, e muitos outros são autênticos monumentos naturais. Para Oeste do Lugar da Vila, um terreno basáltico, nalguns casos com vestígios

muito profundos da erosão, com misturas de argila, formaram-se as fajãs, cujos solos são ricos em material orgânico e por isso áreas ricas para o cultivo de plantas dos climas mediterrâneos e mesmo tropicais. Para Este, ergue-se uma penedia de escarpas e arribas com as ribeiras a desaguardarem em cascatas sobre o mar e, nas suas margens, um acentuado declive, que veio a tornar difícil a fixação humana. À excepção da Fajã dos Padres, toda a costa é íngreme e portanto, sem grande prosperidade, uma vez que as águas pluviais têm tornado o terreno cada vez mais pobre.



Figura 37 - Lugar do Espigão, alcantilado na vertente E do vale da Ribeira Brava, sendo possível observar os vales profundos e vertentes abruptas existentes.

O concelho em estudo é profundamente marcado pela erosão, reflectindo o relevo existente e as diferentes resistências de materiais litológicos. As maiores elevações localizam-se nas proximidades do Pico Grande e do Pico do Cerco, com altitudes entre 1642 m e 1586 m, no limite NE do Concelho, e altitudes de 1500 m a Norte do Pico de Senhora da Ajuda, no limite NO do Concelho. Distinguem-se, assim, imponentes maciços montanhosos, estendendo-se por vezes até ao mar, com relevo bastante acidentado, marcado por vales profundos, com desniveis abruptos, quase verticais, como podemos constatar na carta de declives da área em análise.

Se atentarmos à referida carta, verificamos que os declives são em regra muito

acentuados. Na área litoral, os declives são em regra superiores a 30%, exceptuando numa

pequena faixa junto à foz da ribeira Brava e na Fajã dos Padres, em que os declives se situam

entre 0 e 5% e 5 a 10% respectivamente. A restante área do concelho apresenta declives

superiores a 30%, o que é visível em praticamente toda a sua área (figura 38). Este facto contribuirá, como veremos mais à frente, para que o concelho apresente uma área bastante susceptível aos movimentos de vertente, particularmente do tipo queda de blocos e

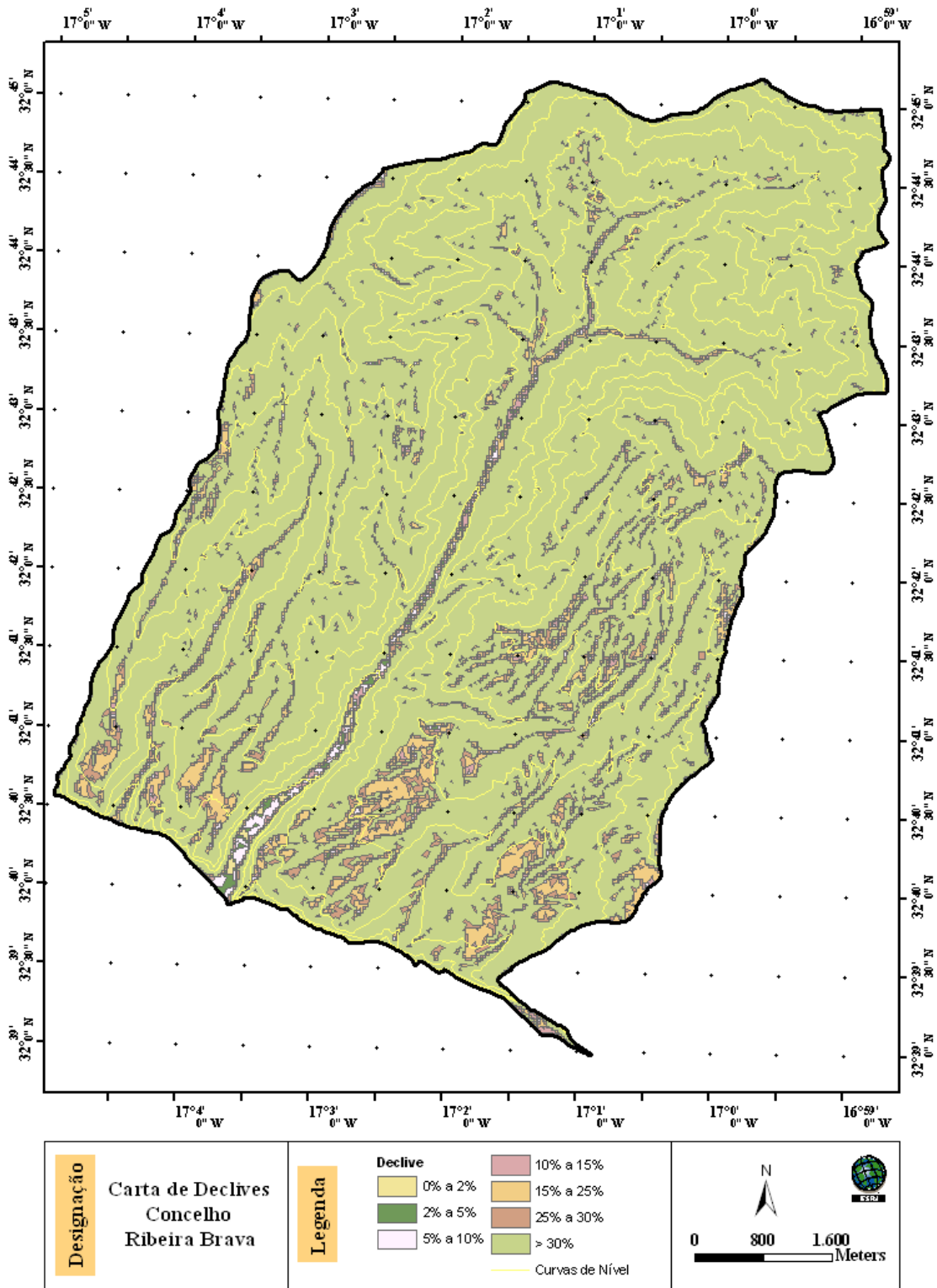


Figura 38 - Carta de Declives do Concelho da Ribeira Brava

desabamentos/derrocadas.

As áreas planálticas são pouco frequentes, confinando-se ao limite NNO do Concelho, apresentam declives baixos a moderados, entre 2% e 15%. As restantes áreas de declives moderados estão associados aos vales, designadamente ao longo da ribeira Brava e nas proximidades da ribeira do Campanário e da Tabua. As áreas de declives elevados, ocorrem sobretudo ao longo de vales profundos e nas encostas sobranceiras aos mesmos. Os declives muito acentuados associam-se em geral a altitudes elevadas e picos.

O concelho da Ribeira Brava possui um relevo muito acentuado, com vales profundos e estreitos como já mencionado (figura 37) encontrando-se os leitos dos cursos de água cobertos por um amontoado de blocos de dimensão variada, evidenciando o seu regime torrencial e elevada capacidade de transporte de material sólido.

4.3.1. Geomorfologia Litoral

Segundo os trâmites da geomorfologia litoral, a Madeira é rica em formas litorais, em que a abrasão provocada pelo mar está na base da génese da sua costa.

Na tipologia das arribas, cuja classificação se faz em função do seu grau de evolução (que habitualmente está associado a uma forma), poderemos encontrar, pelo menos, três modelos: arriba viva, arriba estabilizada e arriba morta.



Figura 39 - Vista do litoral sul do concelho entre a Ribeira Brava e Campanário.

A primeira (arriba viva) evolui como sabemos, sob a acção directa do mar que actua sobre a sua base; na segunda (arriba estabilizada), a base não é alcançada pelo mar, porque está protegida por sedimentos das mais variadas dimensões; na terceira (arriba morta), o mar está de tal modo afastado que não atinge a arriba, nem é previsível que venha a atingir, por força da grande quantidade de sedimentos depositados, que a separam do mar, ou, então, por regressão marinha (descida do nível do mar). Convém também salientar que a maior parte das arribas se situam na costa Norte onde o mar adquire grande importância devido à sua força de abrasão. O mesmo se verifica no troço entre o cais da Ribeira Brava e o Cabo Girão, onde o mar ainda exerce a sua acção abrasiva; exceptua-se a área do Calhau da Lapa e a Fajã dos Padres.

Na continuidade dos vales das principais ribeiras, foi identificado o canhão da Ribeira Brava.

Segundo Cronin (1994), in Rodrigues (2005), a origem destes canhões encontra-se associada a processos de sedimentação e à erosão nas margens e eixo dos vales submarinos. Quer pela natureza, quer pela intensidade dos processos, os vales submarinos, podem estar associados ou condicionadas por diversos factores;

- De natureza erosiva e sedimentar – Correntes de turbidez, deslizamentos gravíticos nas cabeceiras e/ou margens e dissolução subterrânea das rochas encaixantes;
- De natureza tectónica ou estrutural – falhas, facturas, superfícies estruturais ou descontinuidades litológicas,
- De natureza eustática ou climática – abaixamentos do nível do mar.

“Estes canhões parecem assemelhar-se a vales fluviais, sendo que se apresentam mais encaixados nas vertentes mais inclinadas, podendo apresentar sinuosidades e verdadeiros meandros e vales tributários” (Pickering et al. 1989, in Rodrigues 2005).

Para a formação dos canhões submarinos existem duas teorias que explicam a sua origem em margens continentais:

A primeira considera que “a formação dos canhões submarinos se deve a escorregamentos iniciais que ocorrem abaixo da plataforma de abrasão (> 200 m de profundidade). Estes canhões formam-se retrogressivamente e acabam por talhar as plataformas de abrasão mais antigas” (Twichell e Roberts 1982, in Rodrigues 2005).

A segunda defende que “os canhões submarinos são a consequência dos processos erosivos, que formam os vales na parte emersa da ilha, através das quais as torrentes de fluxos de detritos e de sedimentos, com grande capacidade erosiva, atingem a parte submersa da vertente, continuando a sua forte acção erosiva e formando os canhões submarinos. A

presença, de muitos canhões próximos da foz das ribeiras corrobora esta teoria. Estes canhões submarinos funcionam como condutas que drenam para as zonas mais profundas os sedimentos resultantes da erosão” (Terrinha, 2000 in Rodrigues 2005).

Estes canhões submarinos funcionam como condutas que drenam, para águas mais profundas, os sedimentos resultantes da erosão verificada nas ribeiras. Um dos canhões estudados por Giermann (1967) foi o canhão da Ribeira Brava. Da morfologia da parte imersa do edifício vulcânico Madeira/Desertas, conhece-se para além da forma do vulcão em escudo, a presença de canhões submarinos na continuação dos vales terrestres, até à base do edifício vulcânico, atingindo profundidades de -3.400m (Giermann, 1967) (figura 40). Entre a Ribeira Brava e a Ponta de São Lourenço, foram identificados pelo mesmo autor, quatro sistemas fluviais e um quinto sistema imerso, sendo clara a relação entre a disposição das linhas de águas, da parte emersa, com as condutas da parte imersa.

Neste contexto, atentaremos unicamente sobre os canhões submarinos no concelho em estudo, contudo, ao longo da costa Sul foram identificados vários, sendo estes concordantes

com a direcção das ribeiras.

Como vemos pela análise da figura 40, a cabeceira do canhão submarino da Ribeira Brava é composta por quatro canais. “O canal mais ocidental corresponde à continuação da ribeira Brava. A 2000 m da foz da ribeira, o canhão submarino tem uma largura de 1200 m e uma profundidade de 100 m, a confluência dos quatro canais dá-se a uma profundidade de 900 m, a 6 km da costa, o canhão submarino torna-se mais profundo e tem uma largura de 1500 m e uma profundidade de 300 m” (Rodrigues, 2005). Segundo o mesmo autor, a 1700 m de

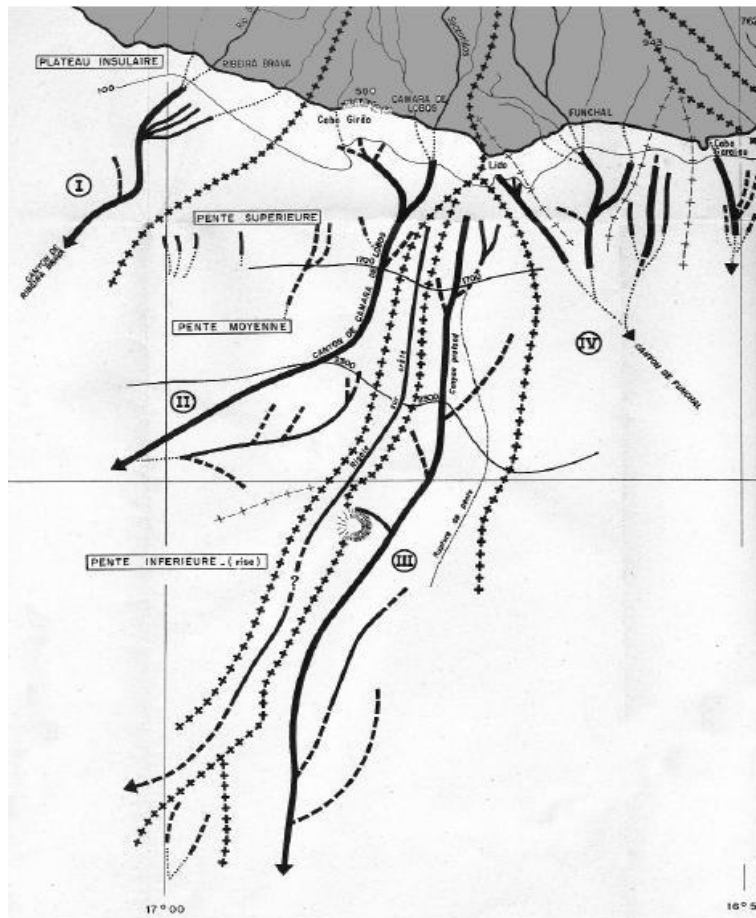


Figura 40 - Localização do canhão submarino da Ribeira Brava.

Fonte: Giermann (1967) in Rodrigues (2005).

profundidade existe uma ruptura no perfil longitudinal do canhão da Ribeira Brava.

Deste modo, Giermann (1967) concluiu que a rede fluvial terrestre tem continuidade em vales submarinos, assim como existem afluentes na parte emersa, existem afluentes que nascem na parte imersa. A plataforma de abrasão não tem um papel relevante neste sistema. Quer o canhão da Ribeira Brava quer os outros estudados por este autor, seguem pela vertente insular até à profundidade de 3400 m e parecem continuar até à planície abissal a cerca de 4500 m de profundidade. Para além da ruptura na inclinação da vertente insular na plataforma de abrasão (100/200m de profundidade) já conhecida, existem mais dois ressaltos na vertente a profundidade de 1700 m e 2300m (Giermann, 1967).

4.4. Hidrologia

4.4.1. Hidrográfia

A ilha da Madeira é sulcada por inúmeras linhas de água que divergem dos picos centrais da ilha. A rede hidrográfica apresenta características de uma rede hidrográfica jovem, com grande capacidade de transporte e de erosão. O declive destas ribeiras é muito acentuado, estando a forma dos seus vales, em parte, dependente da natureza da rocha.

São numerosos os cursos de água que percorrem a ilha, com leitos apresentando declives acentuados, >25%, e caracterizados, em geral, por regime não permanente e torrencial. No Outono e no Inverno o caudal dos cursos de água é abundante e impetuoso, manifestando elevada capacidade de transporte, causador de frequentes destruições. Durante o Verão verifica-se o oposto, a água é escassa nos cursos que correm para o litoral Norte, enquanto que, os que correm para o litoral Sul encontram-se mesmo praticamente secos.

Abundam igualmente as nascentes, alimentadas pelas águas de infiltração, que a natureza das formações geológicas permite armazenar em grandes reservatórios. Elas localizam-se em muito maior número e apresentam caudal mais regular na parte Norte da ilha, daqui depende-se que, para a permanência do escoamento nalgumas ribeiras, contribui de forma determinante a estrutura geológica da ilha.

A elevada altitude média da ilha da Madeira, associada à relativa abundância de formações piroclásticas, aos declives acentuados e à elevada pluviosidade, confere à água uma grande capacidade modeladora do relevo. Resultado do seu carácter torrencial, com torrentes muito enérgicas e activas nas estações pluviosas, a ilha apresenta-se com vales profundamente encaixados e uma grande capacidade de carga de material, fruto da erosão perpetuada pelos agentes exógenos.

A maior parte das ribeiras madeirenses desenvolvem-se para Norte ou para Sul, ao longo do eixo topográfico da ilha, de orientação E-O, indo das áreas altas do interior para a periferia consoante a sua exposição. Pelo facto da costa Norte apresentar uma maior altitude, as linhas de água que correm para Norte tem um trajecto mais declivoso do que as suas ribeiras que correm para Sul. Os cursos de água na sua generalidade, são estreitos, curtos, lineares e com uma orientação perpendicular à linha da costa (figura 41).

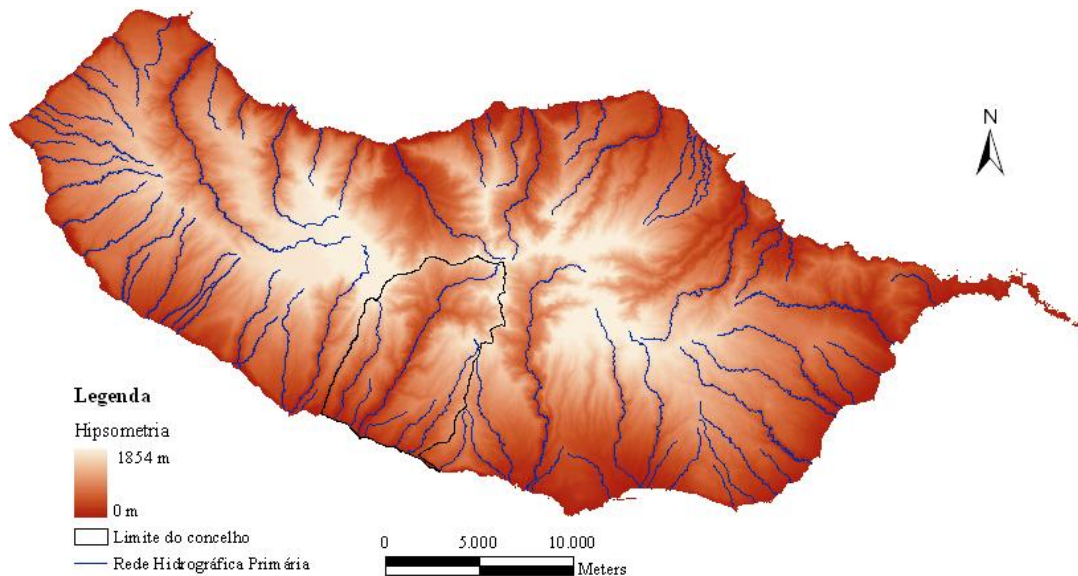


Figura 41 - Configuração da rede hidrográfica da ilha da Madeira.

Fonte: PRAM

“A rede hidrográfica apresenta indícios de uma extrema juventude, que se traduz, por exemplo, na reduzida importância da erosão lateral de vertentes e das capturas, bem como, nos perfis longitudinais com declives acentuados que se observam, mesmo nas ribeiras mais evoluídas” (Ribeiro, 1945 e 1948 *in* Mata, 1996). “Estas apresentam inclinações na ordem dos 6% na ribeira dos Socorridos, 8% na ribeira Brava, 9% na ribeira da Janela e 10% na ribeira do Porco” (Ribeiro, 1945 e 1948). “Os perfis transversais e longitudinais de tais vales, são bastante variáveis, tendo Mitchell-Thomé (1979 e 1985) demonstrado a sua estreita dependência em relação às características mecânicas das formações entalhadas” (Mata, 1996). Os grandes declives longitudinais e a verticalidade das vertentes verifica-se em cursos de água, que, no seu trajecto, encontre uma maior predominância de mantos não meteorizados em relação a formações piroclásticas, existindo, neste caso, a tendência para a edificação de vales em forma de V. Contudo, se ao longo do seu curso, houver um predomínio de níveis piroclásticos ou de mantos profundamente alterados, a tendência será para um vale que apresente um perfil transversal em U.

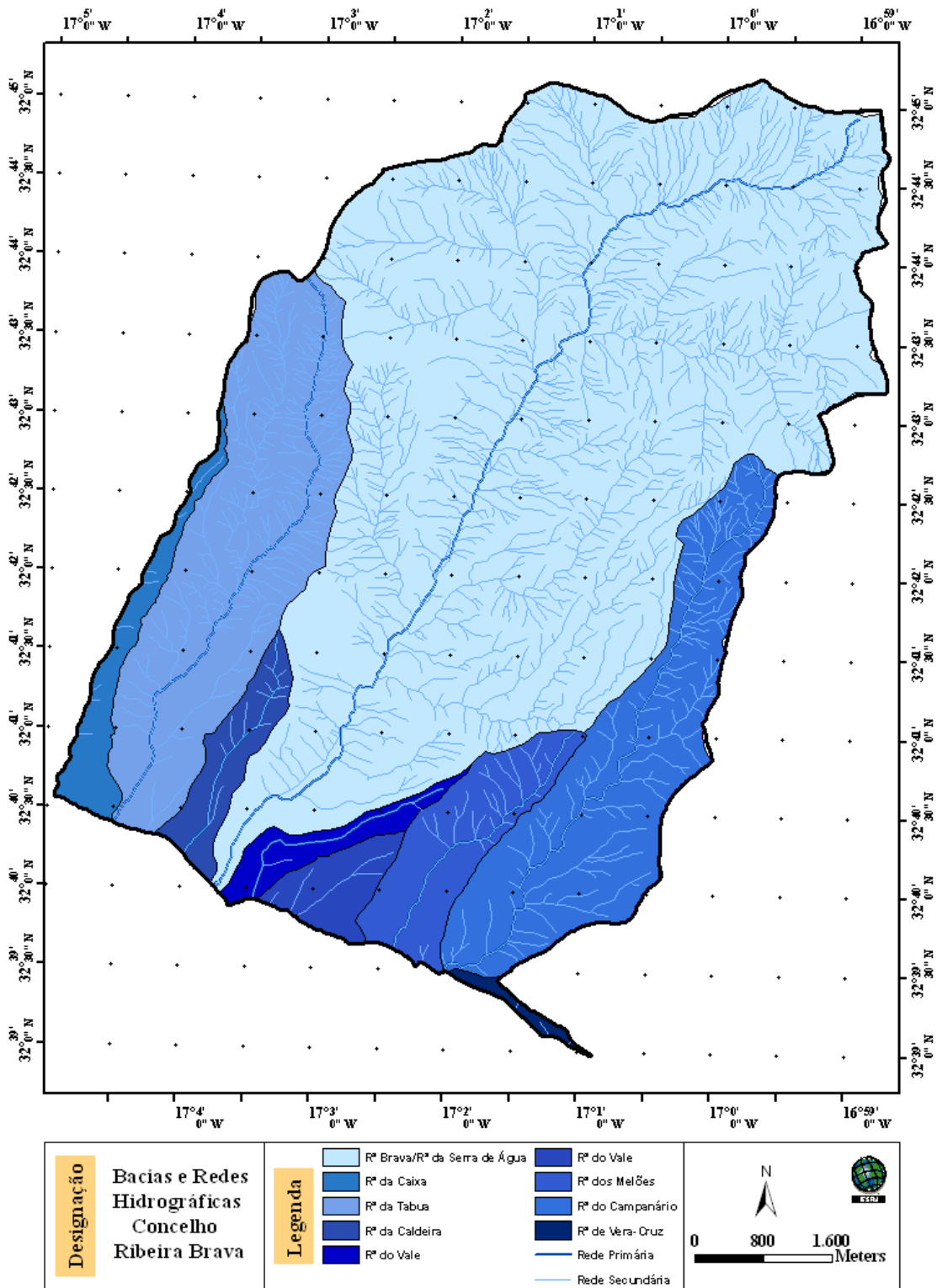


Figura 42 - Bacia e Redes Hidrográficas do Concelho da Ribeira Brava

Fonte: PRAM

Quase todas as principais ribeiras apresentam desníveis superiores a 1200 m e extensões que raramente atingem os 20km. A vertente Norte da ilha é sulcada por numerosas

e pequenas ribeiras, as quais, mesmo no Verão, apresentam um caudal diminuto, contrariamente às ribeiras da costa Sul que praticamente secam no período estival.

A hidrografia reveste-se de importância primordial na compreensão do modelado, particularmente na área que nos propusemos estudar, atendendo a que o modelado do seu território e a sua evolução passa por contemplar esta componente.

A rede hidrográfica do município caracteriza-se por uma certa heterogeneidade na sua distribuição geográfica, pela totalidade dos cursos de água serem do tipo efémero e o seu regime torrencial.

As principais linhas de água são a ribeira Brava, com origem na encosta Sul da Boca da Encumeada, a 1007 m, e nas vertentes do Pico do Ferreiro e do Pico do Jorge; a ribeira da Tabua, com origem nas vertentes do Pico das Pedras, no Paúl da Serra, a cerca de 1500 m de altitude e a ribeira do Campanário, com origem no Pico dos Terreiros, respectivamente a 1436m e a 1400 m de altitude.

A ribeira Brava situa-se no centro do concelho do mesmo nome e possui a sua cabeceira no eixo central da ilha, sendo a bacia hidrográfica, mais importante, fruto não só da sua extensão, mas também do seu caudal.

A ribeira Brava possui uma extensão de aproximadamente 14 km e uma área de 40 km². No seu troço a montante possui uma ampla bacia hidrográfica, na depressão da Serra de Água, em forma de funil e assimétrica, apresentando uma vertente Oeste de inclinação acentuada e uma vertente E com taludes subverticais. Atingindo os cerca de 500 m de altitude em algumas áreas, esta bacia é cavada em materiais piroclásticos do Complexo Base (β_2), identificado na carta geológica do concelho como Complexo Vulcânico da Serra de Água. Os materiais deste complexo, são propícios a movimentos de vertente, com o conseqüente recuo da encosta, a predominância dos declives encontra-se, entre os 30% e os 90%. No seu troço a jusante, surge-nos um vale bastante incisivo, edificado essencialmente em espessas escoadas lávicas, com alguns níveis piroclásticos intercalados. À medida que encurtamos a distância à linha da costa, a espessura destes níveis tende a diminuir, passando a imponentes gargantas (figura 43). No troço final, com um vale em forma de caleira, as margens são compostas por material aluvionar de origem torrencial, constituídas por areias e cascalheira.

Esta ribeira apresenta um traçado rectilíneo em todo o seu percurso, desde as cabeceiras até ao mar (figura 43), à semelhança de outras ribeiras da ilha.

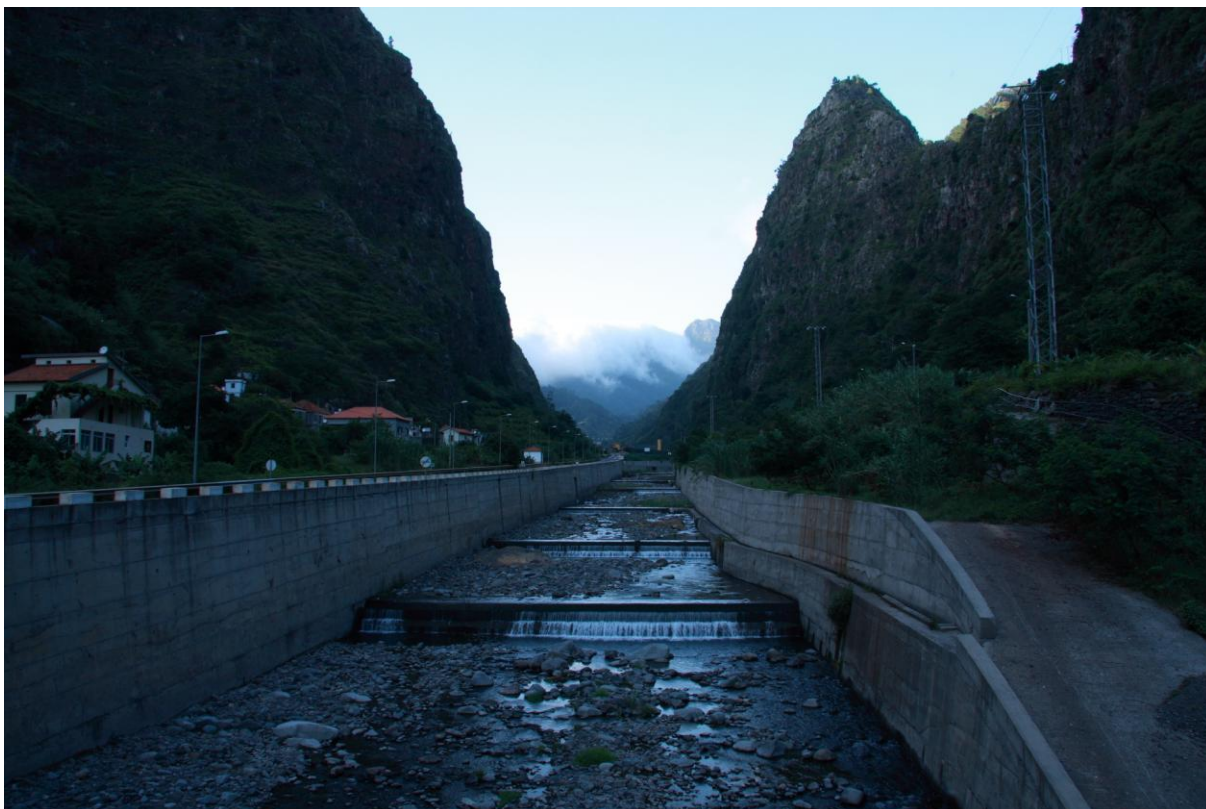


Figura 43 - Vista para norte do vale da ribeira Brava (Vale em V)

De menores dimensões, temos, a ribeira do Campanário e a dos Melões, ambas percorrendo a Freguesia do Campanário, e a ribeira da Tabua, que nasce e desagua, na freguesia do mesmo nome.

A ribeira do Campanário tem um comprimento máximo de 9 km e uma área de 8 km²; está situada na parte oriental do concelho, sendo um curso de água mais recente do que a ribeira Brava. Apresenta um trajecto menos profundo e acidentado mas também, um vale em forma de V, que está edificado em camadas lávicas espessas. Esta é uma ribeira importante no contexto da freguesia. Sendo visível uma pequena bacia hidrográfica, cavada a montante no Complexo Vulcânico da Achada do Pita e no seu percurso intermédio e final no Complexo Vulcânico da Ribeira Brava

A ribeira dos Melões, de pouca importância em termos hidrográficos, possui uma extensão de 4 km e uma área de 3 km². É uma ribeira de pequena dimensão, sendo alimentada somente por tributários, isto porque, por ser muito jovem, não possui uma bacia de recepção bem delineada.

À semelhança desta última, outras ribeiras existem no concelho, instaladas em materiais do Complexo Vulcânico da Ribeira Brava que, pela sua juventude, apresentam bacias hidrográficas semelhantes.

Finalmente, a ribeira da Tabua, que tem uma extensão de cerca 8 km e uma área de 8 km², situa-se na parte ocidental do concelho e é uma ribeira de muita importância para a freguesia. Isto porque apresenta todas as características de uma linha de água há muito ali estabelecida. Esta apresenta um curso superior com vales em V uma secção intermédia com vales em U e finalmente na secção final, mesmo junto à foz, vales em caleira. Apesar da sua pouca extensão, possui uma bacia de recepção que, apesar de pequena, está bem delimitada. É uma bacia cavada em materiais do Complexo Vulcânico do Paúl da Serra (curso superior) e no Complexo Vulcânico da Ribeira Brava (curso intermédio e inferior).

Comum a todas as ribeiras citadas e representadas na figura 42, temos o traçado das linhas de água com orientação N – S.

O parâmetro morfométrico mais significativo nos estudos quantitativos das redes hidrográficas é a sua Densidade de Drenagem (Dd), sobretudo quando analisada na perspectiva da sua distribuição espacial. Neste contexto, a Dd permite caracterizar, mesmo que indirecta e qualitativamente, a permeabilidade superficial dos terrenos, a qual é controlada por factores como a litologia das formações geológicas, o seu estado de alteração, o tipo de solos existente e as estruturas tectónicas presentes na área em estudo. Segundo Cruz (1997), para uma mesma unidade litológica, as variações observadas na Dd podem ser explicadas por variações na morfologia (designadamente no declive), no coberto vegetal e na influência das acções antrópicas.

Por esse motivo, procedeu-se a uma análise dos parâmetros morfométricos das quatro principais bacias existentes na área de estudo, nomeadamente, a ribeira Brava, a da Tabua, a dos Melões e a do Campanário.

A principal bacia hidrográfica existente na área em estudo, é da ribeira Brava. Apresenta um padrão de drenagem dendrítico, típico de áreas onde predominam rochas piroclásticas horizontais, não fracturadas, e isotrópico em relação à erosão pluvial e fluvial. Constitui um padrão onde os talwegues têm variados comprimentos e não possuem nenhuma orientação preferencial ou uma organização sistemática, apresentando um tipo de drenagem exorreica. Como já referido, esta bacia hidrográfica possui uma área de 40 km² e um comprimento total das linhas de água de 300 km. Uma bacia hidrográfica compreende a linha de água principal e os seus tributários ou afluentes. A ordem das linhas de água reflectem o grau de ramificação ou bifurcação dentro de uma bacia, deste modo, utilizando a classificação de Strahler, chegou-se à conclusão que a rede hidrográfica da ribeira Brava é de 4^a ordem.

As restantes ribeiras do concelho apresentam como já verificado na figura 42 um padrão de drenagem paralelo, onde os talwegues são paralelos a sub-paralelos entre si, sendo

típico, em regiões onde houve um intenso falhamento numa única direcção ou em relevos suaves, onde os contactos geológicos se apresentam mais ou menos rectilíneos. Possuem um tipo de drenagem exorreica, desaguando cada uma no local onde veio a formar-se o núcleo da freguesia.

Em termos dos parâmetros morfométricos, procedeu-se ao cálculo da Densidade de Drenagem (Dd), com base na fórmula de Horton (1945, *in* Strahler, 1964), e onde a Dd é igual ao comprimento de todas as linhas de água a dividir pela área da bacia. Esta informação, indicar-nos-á a “eficiência da drenagem natural de uma bacia, sendo que, são melhor drenadas quanto maior for este factor” (Carvalho, 2004).

A bacia hidrográfica da ribeira Brava possui uma Dd média na casa dos $7,5 \text{ km/km}^2$, a ribeira da Tabua uma Dd de $8,37 \text{ km/km}^2$, e a ribeira do Campanário uma Dd de 6 km/km^2 .

Já no que concerne à Densidade Hidrográfica (Dh), calculada também segundo Horton (citado por Cristofolletti, 1969), recorrendo à relação dos canais de 1ª ordem com a respectiva unidade de superfície em estudo.

Este cálculo permite-nos conhecer os canais de 1ª ordem por quilómetro quadrado de superfície.

Deste modo, na área em análise, a ribeira Brava possui $7,35 \text{ Cn/km}^2$, enquanto a ribeira da Tabua possui $3,37 \text{ Cn/km}^2$, finalmente, a ribeira do Campanário 8 Cn/km^2 .

Um outro parâmetro importante é o Coeficiente de Torrencialidade (Ct), que resulta segundo Vivas (1966), do cálculo do produto entre a Dd e a Dh, sendo usado para quantificar o escoamento torrencial. Deste modo, quanto maior for o valor do índice, maior será a torrencialidade, logo maior será a propensão para o registo de cheias/inundações.

Na área em estudo, verificamos que a ribeira Brava é aquela que apresenta maior torrencialidade (característica dos cursos de água que apresentam um perfil longitudinal acentuado, como é o caso dos cursos de água da região), com um Ct de 55,12 para a ribeira Brava, 28,20 para a ribeira da Tabua e de 7,5 para a ribeira do Campanário.

Depreende-se do que está escrito que é a ribeira Brava a que apresenta um maior coeficiente de torrencialidade.

4.4.2. Hidrogeologia

Os recursos hídricos subterrâneos dependem directamente das características geológicas e geomorfológicas. As áreas com declive menos acentuado, onde predominam bancadas de rocha lávica muito fissurada, favorecem a infiltração e circulação subterrânea, ao contrário do que acontece com os declives acentuados e com fraca predominância de produtos piroclásticos mais ou menos alterados, que facilitam o escoamento superficial em prejuízo da infiltração.

A circulação de água faz-se através das fracturas nas encostas basálticas, sendo as zonas de descarga condicionadas pela ocorrência de níveis piroclásticos, que determinam a posição das nascentes.

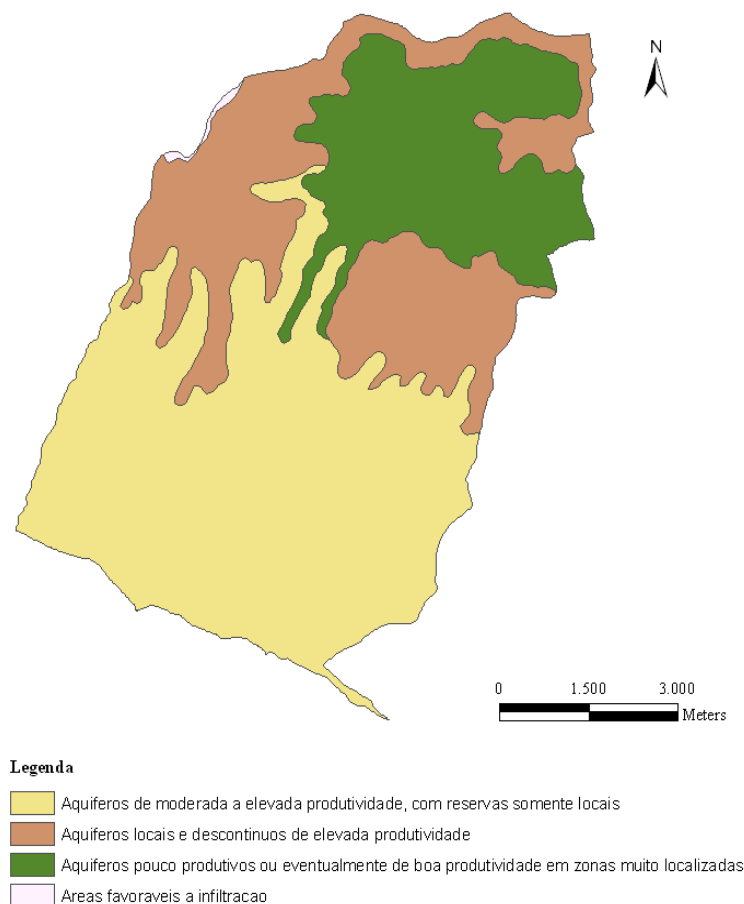


Figura 44 - Caracterização dos aquíferos.

Fonte: PRAM

Na ilha da Madeira, as zonas de recarga dos aquíferos localizam-se em zonas mais elevadas do interior da ilha, determinadas pelo fraco declive, pela precipitação, que atinge valores elevados, e pela existência de formações mais recentes e permeáveis, favorecendo desta forma a infiltração e consequentemente a circulação subterrânea. Nestas áreas, o fluxo é

descendente e origina aquíferos suspensos, quando aquele atinge níveis pouco permeáveis (piroclásticos). “A partir de uma determinada profundidade, acima dos 1.000m de altitude, encontra-se a zona saturada, que é limitada superiormente, por uma superfície freática e, inferiormente, por uma interface, cuja posição depende da configuração da superfície freática” (Prada, 2000). Sendo o seu fluxo divergente do centro da ilha para a periferia.

Segundo Silva (1988), existem três grandes unidades hidrogeológicas regionais. A do Paúl da Serra (ocupando a área a Oeste do concelho) cuja circulação da água se faz através das fissuras existentes nas escoadas basálticas, sendo as zonas de descarga condicionadas por níveis de piroclásticos, ocorrendo em diferentes altitudes. Reservatório natural de grande importância, a nível regional, deve-se à grande pluviosidade existente na área (>2800mm), à topografia plana, que retém as águas da chuva, e à boa impermeabilidade dos terrenos. Na outra, a do Areeiro-Ruivo a circulação subterrânea está condicionada pela densa rede filoniana e pelo pendor das camadas lávicas. A recarga principal faz-se através dos complexos vulcânicos pós-miocénicos das áreas elevadas. Finalmente, na do Santo da Serra, que se caracteriza por caudais mais reduzidos em virtude dos baixos valores das altitudes a que os terrenos envolvidos se encontram, a descarga pode ser feita, directamente, no mar.

O mesmo autor (Silva 1998), admite que as áreas de recarga estão dependentes destas unidades, portanto, dos terrenos correspondentes aos Complexos Vulcânicos do Paúl da Serra e das Lombadas Superiores.

Os aquíferos suspensos, estão relacionados com camadas pouco permeáveis ou até mesmo impermeáveis, sendo, normalmente, tufos, escoadas argilificadas, níveis de cozimento em paleossolos ou basaltos alterados e depósitos freato-magmáticos. Normalmente, estes aquíferos situam-se em altitude, contudo, podem ser subdivididos em superficiais, situados a cotas mais altas e um caudal vulnerável às variações climáticas, e em profundos, localizados a baixa altitude e com caudais menos sensíveis às variações do clima.

No concelho, registamos a relação entre a permeabilidade e os aquíferos existentes em áreas potenciais. Sendo que como mostramos na figura 45, se verifica que 33 km² da área do concelho, particularmente na sua parte Sul, apresenta uma permeabilidade média a fraca, a NO do concelho temos o Paúl da Serra, que apresenta uma permeabilidade geralmente elevada, ocupando uma área de 200 m². Nas partes Oeste, Este e Norte do município, verificamos a existência de uma área de média a alta, geralmente variável, aproximadamente de 17 km².

Na parte central Norte do concelho, encontramos uma área de fraca a muito fraca permeabilidade.

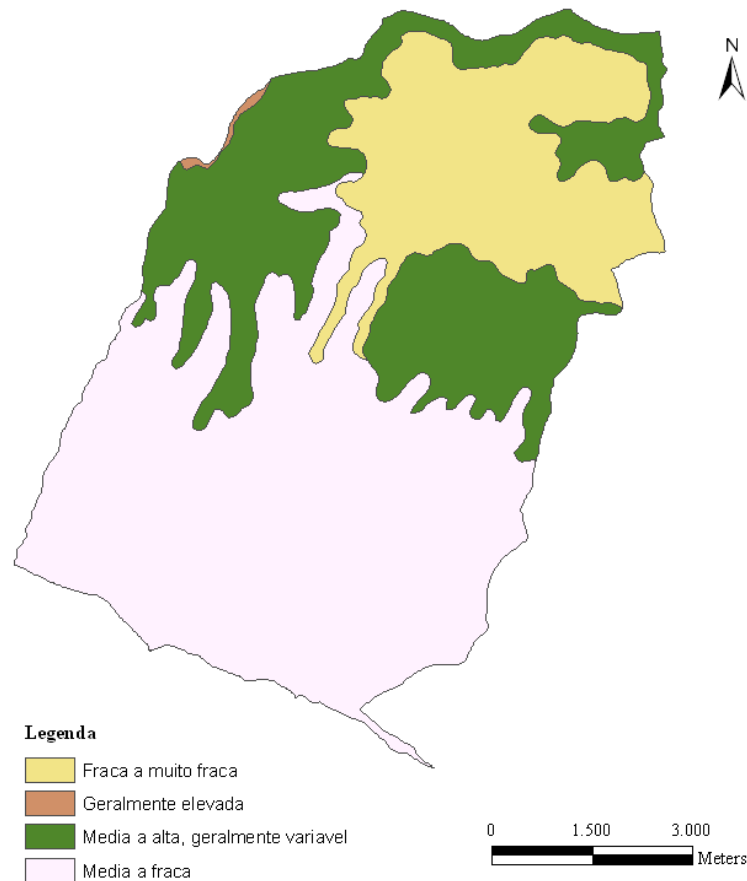


Figura 45 – Permeabilidade no concelho da Ribeira Brava
Fonte: PRAM

Se agora compararmos com a figura 44, vemos uma correspondência entre o “grau” de permeabilidade e os aquíferos existentes, bem como, a sua produtividade.

As áreas de maior permeabilidade correspondem ao Complexo Vulcânico Principal. Sendo que o Complexo Vulcânico São Roque – Paúl corresponde igualmente a uma área de permeabilidade elevada.