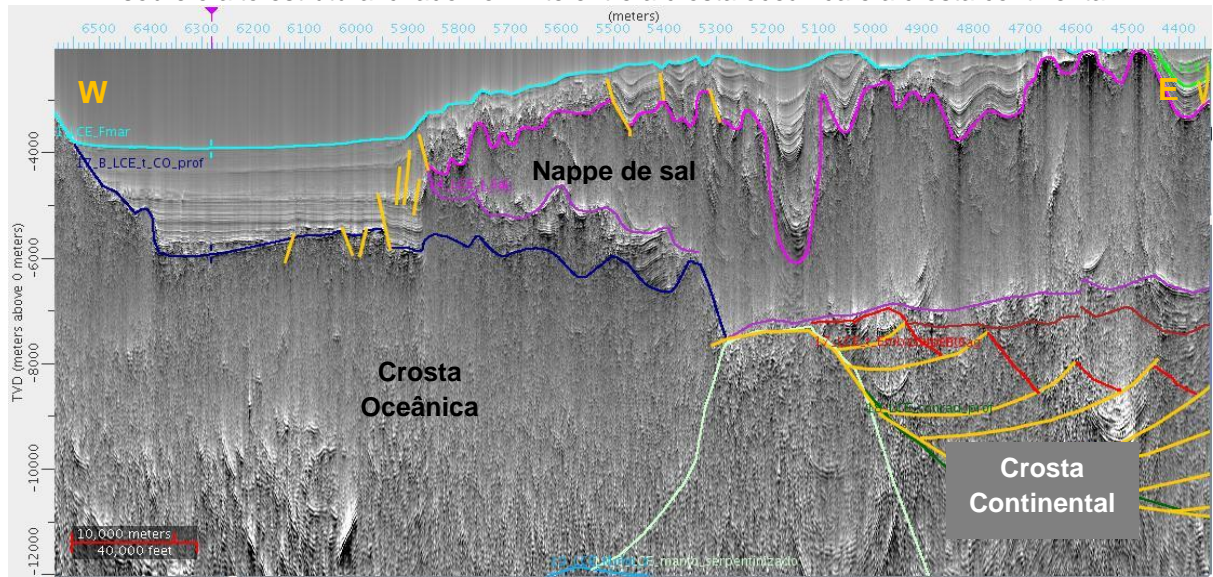
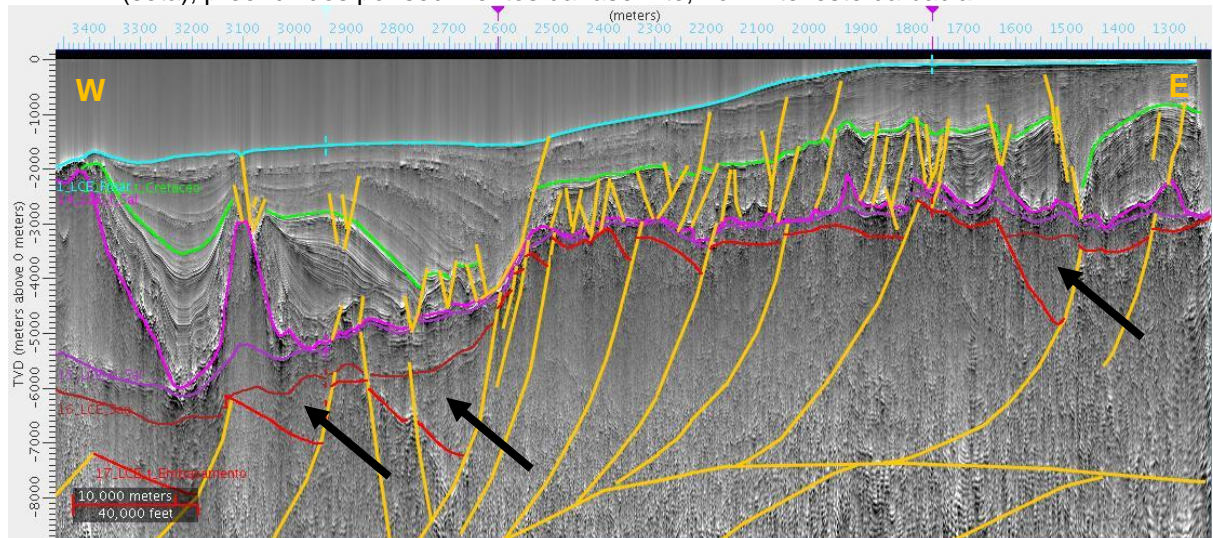


Figura 41 – Região oeste da seção 1800, em profundidade, mostrando a nappe de sal que cavalga sobre o alto estrutural criado no limite entre a crosta oceânica e a crosta continental.



Fonte: O autor 2011.

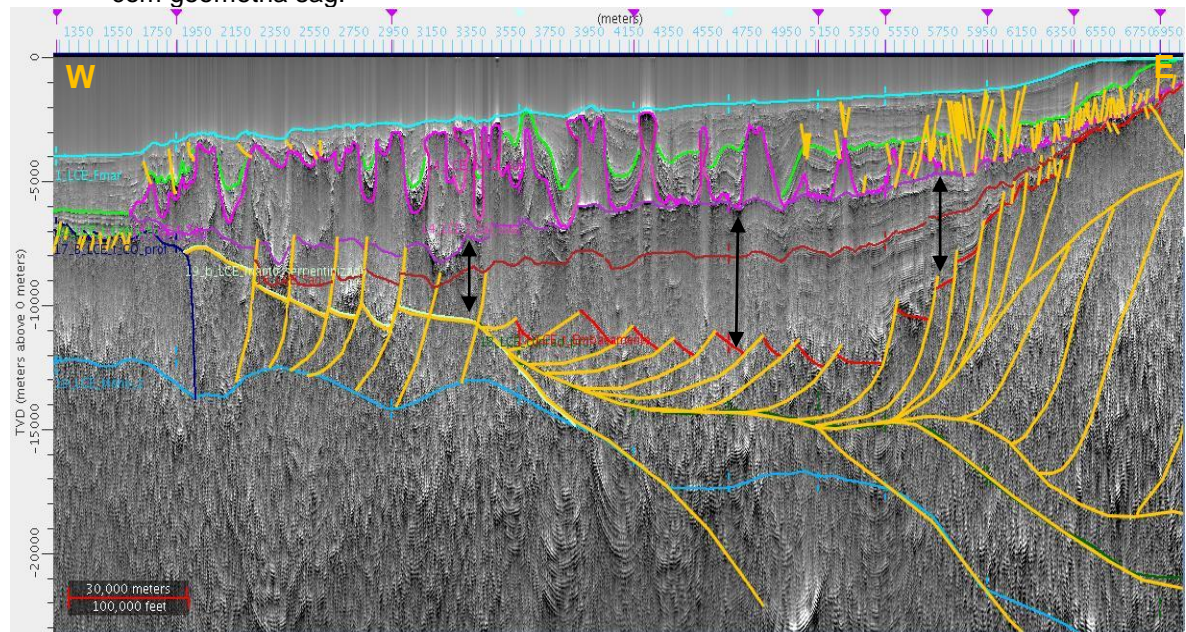
Figura 42 – Região leste da seção 1800, em profundidade, mostrando o domínio de hemi-grábens (seta), preenchidos por sedimentos da fase rife, no limite leste da bacia



Fonte: O autor 2011.



Figura 43 – Região central da seção 2600, em profundidade, mostrando o domínio da seção rifte com geometria sag.



Legenda: Região central da seção 2600, em profundidade, mostrando o domínio da seção rifte com geometria sag, com mais de 4 km de espessura (setas). Observa-se também o topo do embasamento bem definido na região centro leste e perdendo definição para oeste, sob as muralhas de sal. Notar as falhas de alto ângulo do embasamento que tornam-se de baixo ângulo e se unem em uma superfície de descolamento.

Fonte: O autor 2011.

Após esta seção rifte de subsidência mecânica, em que os falhamentos são bastante claros, a deposição do pacote seguinte é marcada pela migração do depocentro da bacia para oeste e a formação de bacias com dezenas de quilômetros de extensão, muito maiores do que os hemi-grábens da fase anterior. Esta nova bacia possui uma geometria do tipo sag (geometria em prato) preenchida por sedimentos que geram refletores sub-paralelos entre si e sub-horizontais, com espessuras de até 6 km. Esta seção não é muito afetada por falhamentos, sendo estes mais evidentes nos estágios iniciais desta seção e em alguns pontos da bacia, como na base do talude. Os sedimentos desta seção estão em *onlap* para oeste e para leste, sobre o embasamento ou sobre os sedimentos da seção rifte de subsidência mecânica anterior (figura 43).

Na região proximal da bacia, a seção pré-sal é pouco espessa ou ausente, entretanto em direção a oeste, vai se espessando na descida do talude até atingir a sua maior espessura na região de bacia oceânica. Seguindo para oeste a bacia afina com *onlap* por sobre o embasamento e a sua identificação é comprometida pela perda de qualidade da sísmica, efeito das muralhas e diápiros de sal

concentrados nesta área. Esta seção chega a atingir 6 km de espessura e a sua geometria *sag* e a pouca existência de falhas cortando-a sugerem uma subsidência termal para esta seção (figura 43). Porém torna-se difícil aceitar que somente subsidência termal fosse capaz de produzir tal espaço anormalmente grande de acomodação e que este seria tão rapidamente preenchido em um curto espaço de tempo (cerca de 10 milhões de anos).

O topo do embasamento é razoavelmente identificável ao longo de boa parte das linhas sísmicas, principalmente com a aplicação do TecVa. A região de plataforma e talude permitem a identificação do topo do embasamento, mas seguindo para oeste, na região dos diápiros e muralhas de sal o imageamento da seção pré sal e embasamento é bastante comprometido (figuras 42 e 43). Apesar de tudo, é possível identificar uma série de falhas sintéticas e antitéticas cortando o embasamento e gerando o espaço para a deposição dos sedimentos das bacias rifte. Estes falhamentos são de alto ângulo nas porções mais superficiais do embasamento e parecem tornar-se de baixo ângulo na medida em que se aprofundam na crosta superior, chegando a formar uma “superfície de descolamento” sub horizontal à medida em que a maioria dos falhamento parece convergir para esta superfície (figura 43). Esta superfície de descolamento deve estar próxima, ou mesmo representar, o limite entre a crosta superior rúptil e a crosta inferior dúctil (Descontinuidade de Conrad).

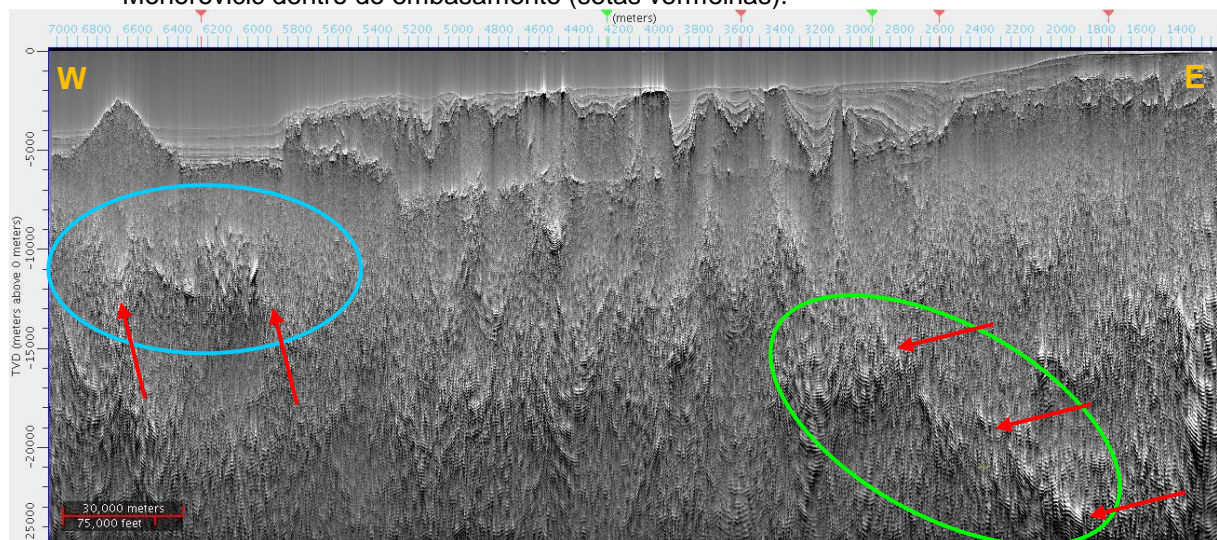
Observa-se um refletor muito forte e contínuo dentro do embasamento (figura 44) que poderia ser a passagem entre a crosta continental superior e inferior (Descontinuidade de Conrad) ou o limite entre crosta e manto (Descontinuidade de Moho). A modelagem gravimétrica auxiliou na identificação deste refletor e apontou que a esta posição seria melhor interpretada como sendo o limite entre crosta e manto.

Com a identificação da Moho e do topo do embasamento pode-se observar que a crosta continental mais espessa coincide com a região da plataforma rasa enquanto que a região do talude coincide com o estrangulamento da crosta continental (*crustal necking*) e subida do manto sub-continental. Na região da bacia oceânica a crosta continental se apresenta pouco espessa, com 8 km em média, e no limite oeste desta há a subida de uma série de refletores no embasamento, em direção aos sedimentos, sugerindo uma subida de material profundo (do manto)

cortando/interrompendo a crosta continental já extremamente adelgada (figura 44).

A crosta oceânica é facilmente identificada nas linhas sísmicas. No limite entre crostas, a crosta oceânica encontra-se mais próxima da superfície em relação à crosta continental adjacente, sendo um alto estrutural. Próxima ao limite entre crostas uma espessa camada de sal cavalga por sobre a crosta oceânica (nappes de sal) e com o fim da ocorrência do sal há a deposição de sedimentos do Albiano ao Plioceno, com 2 a 3 km de espessura.

Figura 44 – Seção 1800, em profundidade, mostrando a reflexão que marca a discordância de Mohorovicic dentro do embasamento (setas vermelhas).



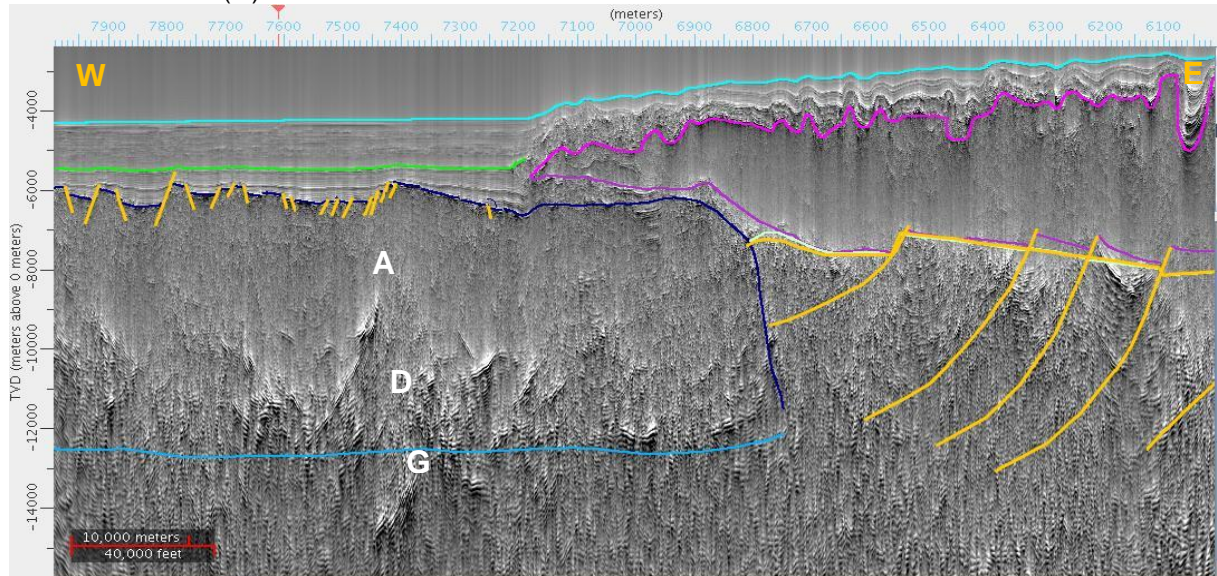
Legenda: Seção 1800, em profundidade, mostrando a reflexão que marca a discordância de Mohorovicic dentro do embasamento (setas vermelhas). Na região de plataforma rasa esta reflexão é bem clara. Na região de talude ela sobe rapidamente em direção a superfície, com mergulho para o continente (círculo verde). Na crosta oceânica esta reflexão volta a ser bem marcada e sub horizontal (círculo azul).

Fonte: O autor 2011.

O topo da crosta oceânica é de clara identificação, assim como a sua base. A base da crosta oceânica é definida por um refletor contínuo, que caracteriza o limite entre a crosta e o manto oceânico (figura 45). Com o uso da sísmica é possível determinar os três níveis que formam a crosta oceânica, sendo o topo formado por almofadas de basalto extrusivo (sismo-fácies transparente), abaixo deste estão os diques de basalto (sismo-fácies repleta de refletores à semelhança de pares conjugados de alto ângulo), e na porção basal da crosta encontram-se os gabros e ultra-máficas acamadadas (sismo-fácies de refletores fortes, descontínuos e sub-horizontais).



Figura 45 – Limite oeste da linha 2200, em profundidade, mostrando os compartimentos que formam a crosta oceânica, almofadas de lava (A), diques (D) e gabros acamados e rochas ultra máficas.(G).

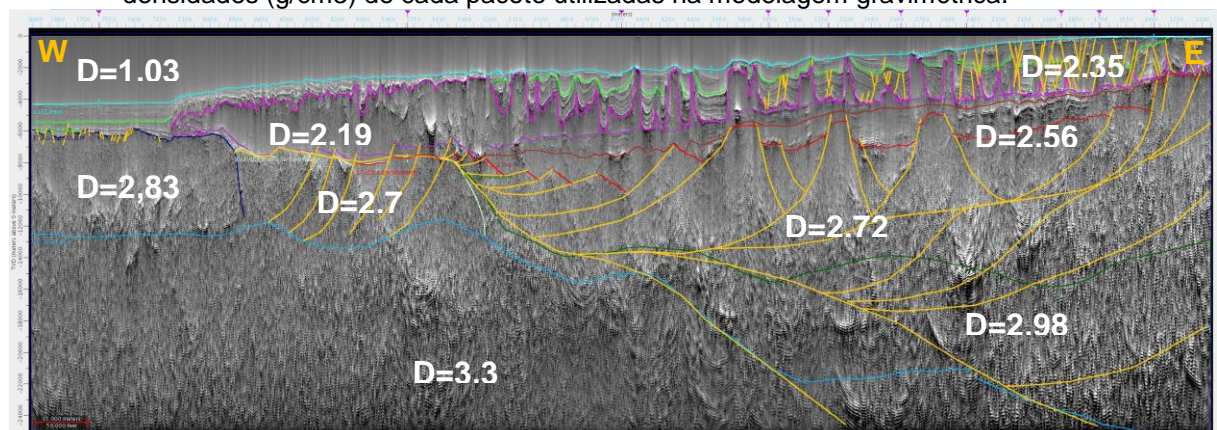


Fonte: O autor 2011.

### 3.4 Modelagem Gravimétrica

Após a interpretação sísmica, os horizontes mapeados em profundidade foram utilizados para a modelagem gravimétrica da seção (figura 46). A modelagem consiste na determinação de densidades para cada um dos pacotes mapeados nas linha sísmicas. As densidades adotadas foram obtidas a partir de dados da literatura (tabela 1) e os valores adotados caem dentro da variação possível de densidades para rochas semelhantes às do estudo.

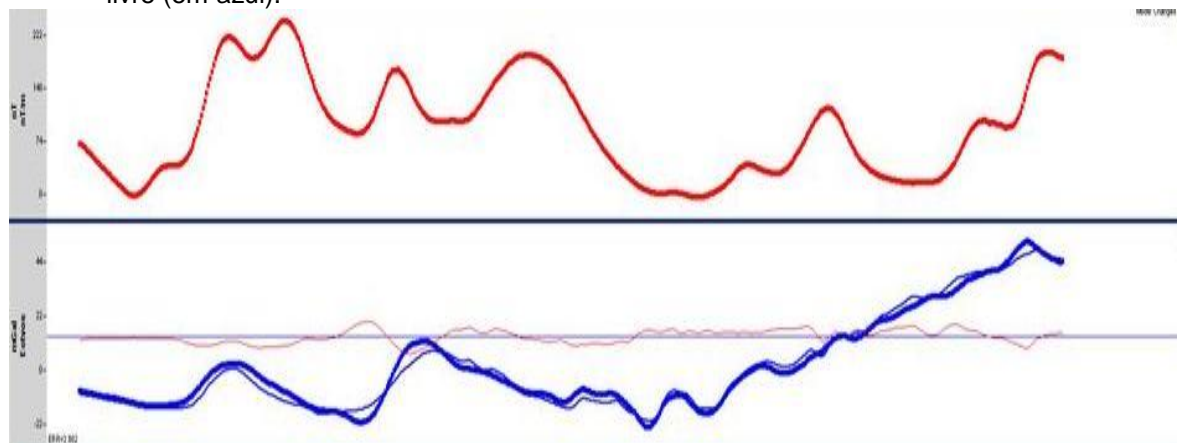
Figura 46 – Seção sísmica em profundidade com os principais horizontes interpretados e as densidades ( $\text{g/cm}^3$ ) de cada pacote utilizadas na modelagem gravimétrica.



Fonte: O autor 2011.

Ao definir as densidades de cada pacote, resultantes da interpretação sísmica, é possível gerar um modelo com a anomalia gravimétrica resultante. O resultado deste modelo pode ser então comparado com o dado real, adquirido no campo (figura 47).

Figura 47 – Perfil mostrando o dado magnético adquirido (em vermelho) e o dado gravimétrico, ar livre (em azul).



Legenda: Para o dado gravimétrico, a linha grossa, em azul, representa o dado observado e a linha fina, em azul, representa o dado modelado. A linha fina, em vermelho, mostra a diferença entre as duas curvas (modelada x observada). A reta horizontal, em preto, representa o erro zero.

Fonte: O autor 2011.

Se o resultado obtido com a modelagem gravimétrica coincidir com o dado gravimétrico adquirido pode-se considerar a interpretação sísmica como sendo válida, mesmo sabendo que esta é uma interpretação dentre inúmeras outras possibilidades.

Caso o resultado obtido na modelagem não esteja de acordo com os dados adquiridos, a interpretação sísmica será ajustada, honrando os refletores sísmicos o máximo possível, para permitir a criação de um modelo compatível como dado adquirido.

A modelagem gravimétrica está sendo utilizada para validar a interpretação sísmica, pois em algumas regiões da seção não é possível identificar certos refletores, principalmente os mais profundos, intracrustais e/ou abaixo de pacotes espessos de sal. A modelagem é de grande utilidade para limitar os pacotes onde a sísmica não consegue identificar os refletores. Quando a sísmica tem boa iluminação, a interpretação sísmica é respeitada. Nestas situações, pequenas diferenças entre o resultado da modelagem e o dado gravimétrico foram resolvidas

com ajustes nas densidades dos pacotes (dentro do espectro de densidades possível, apresentado na literatura) e não no ajuste de seus limites.

A modelagem gravimétrica foi feita no programa GM-SYS, da empresa Geosoft. Utilizou-se o dado de anomalia ar livre, a partir do dado de campo, para a comparação com o resultado da modelagem. Por este motivo considerou-se um valor fixo de densidade para a seção de água do mar (1,03 g/cm<sup>3</sup>) presente nos perfis estudados. A crosta oceânica e continental foram consideradas homogêneas para a modelagem gravimétrica.

Vale lembrar que a modelagem gravimétrica pode representar infinitas situações com o mesmo resultado, semelhante à anomalia gravimétrica observada. Outro fator que pode afetar o modelo gravimétrico 2D é o efeito 3D de variações de densidade lateral, onde campos gravimétricos fora do levantamento 2D podem afetar a anomalia gravimétrica observada, sem que os corpos que originam estes campos gravimétricos estejam representados na linha sísmica 2D.

Tabela 1 – Valores de densidade adotados para a modelagem gravimétrica

	<b>Rocha</b>	<b>Densidade (literatura*) (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>Densidade - valor utilizado na modelagem (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>Água do mar</b>		1,03	1,03
<b>Sedimentos pós sal</b>	Arenitos	2,22	2,35
	Folhelhos	2,06-2,67	
<b>Sedimentos pré sal</b>	Margas	2,63	2,66
	Carbonatos	1,55-2,75	
<b>Sal</b>		2,1-2,2	2,18
<b>Crosta superior continental</b>	Granito / Gnaiss	2,66 / 2,84	2,72
<b>Crosta inferior continental</b>	Meta Gabro	2,97	2,98
<b>Crosta Oceânica</b>	Basaltos / Gabros	2,74 / 2,95	2,83
<b>Manto superior</b>	Peridotito	3,152-3,276	3,3
<b>Manto serpentizado</b>	Serpentinito	2,44-2,80	2,7

(\*) Carmichael (1989), Wilson *et al.* (2003), Blach *et al.* (2008), Dupré *et al.* (2011).