

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS**  
**E SANEAMENTO AMBIENTAL**

**ORIGEM E FORMAÇÃO DOS CANYONS SUBMARINOS:**

Atuação de correntes de densidade e fluxo de surgência

**TESE DE DOUTORADO**

**CAROLINA HOLZ BOFFO**

**Orientadora**

**Prof.<sup>a</sup> ANA LUIZA DE OLIVEIRA BORGES**

**Porto Alegre, setembro de 2017.**

### CIP - Catalogação na Publicação

Holz Boffo, Carolina

Origem e formação dos canyons submarinos: Atuação de correntes de densidade e fluxo de surgência / Carolina Holz Boffo. -- 2017.

187 f.

Orientadora: Ana Luiza de Oliveira Borges.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2017.

1. formação de canyons. 2. simulação física. 3. fluxo de surgência. 4. correntes de densidade. 5. modelo de formação e evolução de canyons. I. de Oliveira Borges, Ana Luiza, orient. II. Título.

## **DEDICATÓRIA**

Ao meu filho Artur, minha razão maior de querer sempre fazer o melhor. A maternidade é sem dúvida a experiência mais importante da vida.

À Professora Ana Luiza, que dedicou bastante de seu tempo a me orientar e que é, sem dúvida, o espelho que me inspira na pesquisa e na conduta dentro da vida acadêmica.

Ao Amauri Antunes Barcelos (*in memoriam*), que foi quem primeiro despertou em mim o interesse pela pesquisa em escoamentos e processos erosivos. Foi ele quem deu início a esta investigação da “surgência”.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu esposo Tiago pelo amor, compreensão, apoio, incentivo e paciência que teve comigo durante todos esses mais de dez anos que estamos juntos, principalmente neste último ano que passou. “Foi uma *raid* difícil: ora *tank*, ora *healer*...” Agradeço também pelos serviços de revisor e tradutor, que sempre fez com muita dedicação, pois sei que um bom acabamento em um texto faz toda a diferença.

Agradeço ainda às nossas famílias pelos finais de semana de alegria e descontração, e também pelo apoio recebido; sei que todos estão vibrando com esta conquista.

À professora Ana Luiza e ao Professor Maestri, por todo o conhecimento que adquiri. Se hoje posso fazer este trabalho, ele sem dúvida traz uma grande bagagem do que aprendi com vocês.

Às minhas colegas Juliana, Patrícia e Eva, que sempre me ajudaram a levantar a bola nos momentos difíceis e que estiveram presentes nos momentos mais importantes deste trabalho.

Ao professor Brito, que esteve ali assistindo meus ensaios de camarote, me deu força nos momentos de desânimo e comemorou junto nos momentos de empolgação.

Ao Farina, que foi quem me ajudou a projetar e construir os suportes de equipamentos que foram utilizados nos experimentos.

Aos colegas Cristian, Marcelo e Felipe, que todos os dias me ajudaram a carregar a pilha de equipamentos que eram utilizados nos experimentos.

Ao professor Rafael Manica, que me incentivou a terminar meu Doutorado e também me autorizou a usar a estrutura e os equipamentos para a realização dos meus experimentos.

Aos demais colegas do NECOD, que não foram pessoalmente citados, agradeço pelos bons momentos de descontração e também pelo apoio.

Aos geólogos Cristiano Fick, Daniel Bayer da Silva, Felipe Secco e Leonardo Torres da Silva, pelas dicas de geologia.

Ao geólogo Tiago Agne, com quem troquei bastantes mensagens, que me ajudou muito na interpretação e também na construção de figuras e ilustrações.

Ao pessoal da Petrobras, em especial aos geólogos Adriano Viana, Marco Moraes, Paulo Paraizo e Tiago Agne, que ajudaram bastante na interpretação da parte geológica dos experimentos e na aplicação dos resultados. Devo aos nossos anos de trabalho em equipe meu embasamento geológico e minha curiosidade sobre os temas da pesquisa.

Ao pessoal do laboratório CENPES/PDEP/IRPS, que analisou uma amostra do material orgânico que serviu de traçador natural aos experimentos.

## **RESUMO**

Desde o início das investigações sobre o fundo do mar, considerável progresso no entendimento do ambiente marinho foi conquistado. A tecnologia e as ferramentas de mapeamento e análise desenvolvidas para estudar o fundo oceânico permitem que se descreva, com um certo grau de detalhamento, o relevo e, até mesmo, estruturas internas de camadas de sedimentos de diferentes tamanhos, que estão lá no fundo do mar, depositados ao longo de milhões de anos de história do planeta. O grande mistério, que até os dias de hoje ainda não foi completamente explicado, é o modo como esses sedimentos são transportados para o fundo do mar e geram depósitos no fundo oceânico, a centenas de quilômetros da costa? Acredita-se que os canyons que existem no fundo do mar sejam as vias expressas de transporte de boa parte desses sedimentos, já que se constata a existência de um grande volume de material depositado na parte terminal dos sistemas canalizados.

A proposta dessa investigação experimental partiu de reprodução, em laboratório, dos processos que poderiam estar envolvidos na formação dos canyons. A teoria mais aceita existente na literatura, atribui a atuação de correntes de densidade durante as regressões do nível do mar como sendo o principal fator que desencadeou a formação dos canyons. A hipótese desse trabalho inclui, além da atuação das correntes de densidade, a atuação de um fluxo de aquífero mais intenso aflorando na região do talude. O fluxo de aquífero mais intenso é justificado pela ocorrência de um aumento de gradiente hidráulico, produzido durante o rebaixamento do nível do mar, durante as fases de regressão.

A simulação física é uma ferramenta poderosa e robusta, utilizada há mais de um século no dimensionamento de aviões, foguetes, pontes, torres, descarregadores de barragens, vertedores e muitos outros tipos de estruturas. A mesma ferramenta pode ser utilizada para gerar modelos do processo de transporte sedimentar em escala reduzida. Esse tipo de estudo parte do conhecimento dos elementos envolvidos no fenômeno investigado – no caso específico, o fundo do mar, a água e os sedimentos – e dos processos aos quais esses elementos possivelmente estão sujeitos no ambiente natural.

Esta pesquisa, fundamentada na modelagem física, tentou reproduzir um fluxo de aquífero que aflora no talude e, concomitantemente, a atuação de correntes de densidade, produzindo assim em laboratório um ambiente análogo ao natural durante as fases de regressão do nível do mar, com base em teorias da bibliografia. A metodologia experimental adotada partiu da construção de um depósito cuja geometria representa um

talude com cerca de 1,5 metro de largura, 0,6 metro de comprimento e 0,25 metro de altura. O talude possui rampas com declividades entre 15 e 30 graus. Os sedimentos utilizados foram carvão mineral com fração de areia grossa, areia grossa de origem siliciclástica e calcário com frações de silte e argila. Os sedimentos de frações de areia foram utilizados na construção dos taludes testados, e o calcário, na produção das correntes de densidade. Os experimentos simularam escoamentos em meio poroso dentro do talude, reproduzindo um fluxo de água subterrânea de sistema aquífero que aflorou na região do declive, tendo sido medidas as vazões do aquífero e os respectivos gradientes hidráulicos. Foram também simuladas correntes de densidade com diferentes concentrações e intensidades, bem como obtidos valores médios de espessuras, velocidades e concentrações de sedimentos.

Através da simulação, foram produzidas sequências de processos de erosão do talude, que iniciaram com escorregamentos – gerados a partir do aumento da vazão dentro do aquífero reproduzido – e terminaram com a geração de canyons – através da atuação simultânea de correntes de densidade. Os resultados mostraram que existe um significativo elo de ligação entre esses dois processos – fluxo de água subterrânea de sistema aquífero e correntes de densidade –, de tal modo que ambos são necessários para que ocorra a formação dos canyons e para que um grande volume de material seja efetivamente erodido e transportado. As correntes de densidade sozinhas, dentro da escala de simulação, não possuem capacidade de erosão e transporte de sedimentos muito significativa. O sistema de transporte via correntes só é efetivo quando existe um fluxo de aquífero atuando concomitantemente.

A observação dos processos de erosão e deposição durante os experimentos, bem como análise do banco de imagens obtidas permitiram a construção de um modelo de formação e evolução de canyons. A formação passa por sequências ordenadas, onde o desenvolvimento de um knickpoint desencadeia um processo de erosão remontante, escavando um sulco que evolui para um canyon formado por uma cabeceira conectada a plataforma bem como depósitos associados.

Os dados gerados na simulação física foram comparados com dados do ambiente natural, descritos em trabalhos acadêmicos publicados, e logrou-se provar que os parâmetros medidos estão dentro de valores passíveis de ser encontrados no ambiente natural. Além disso, o cálculo de extrapolação permitiu identificar canyons naturais análogos aos produzidos em laboratório. Os parâmetros dinâmicos das correntes de densidade, bem com as concentrações volumétricas de sedimentos e as faixas de tamanhos de grãos extrapolados estão também dentro de escalas medidas em protótipos análogos. As escalas encontradas seriam de 1:5000 na vertical (com exagero de 2 a 3 vezes) e 1:10000 e

1:15000 na horizontal. Assim, é possível que os resultados obtidos neste trabalho venham a elucidar um pouco as dúvidas que estão pendentes há muito tempo acerca do objeto de estudo.

## **ABSTRACT**

Since the beginning of the deep sea research, considerable progress has been achieved in understanding the marine environment. The technology and tools developed for mapping and analyzing the ocean floor allow a detailed description of the relief and even the internal structures of sediment layers of different sizes that are there, in the bottom of the sea, deposited over millions of years of planetary history. The great mystery, which to this day has not yet been fully explained, is the way these sediments are transported to the seabed. How do sediments of varying sizes reach distances hundreds of miles beyond the coastline and generate deposits on the ocean floor? It is believed that the canyons that exist on the seabed are the express ways through which the transport of a good part of these sediments occurs, given that there is a great volume of material deposited in the terminal parts of these channeled systems. Thus, the focus of speculation and interest has been directed to canyons and density currents, which serve, respectively, as the pathway and the vehicle for sediments.

The major obstacle to investigating the role of canyons and currents in the sediment transfer process is the difficulty in observing and measuring phenomena in the natural environment. Besides the scale problem, there is also the rarity of occurrence of events. In fact, it is practically impossible to predict when and where a density current will occur. And if it were possible to predict, how could it be measured? With what equipment?

Physical simulation is a powerful and robust tool, used for more than a century in the scaling of aircraft, rockets, bridges, towers, dams, spillways and many other structures. The same tool can be used to generate small scale models of the sediment transport process. This type of study is based on the knowledge of the elements involved in the phenomenon investigated – in this case, the seabed, water and sediments – and the processes to which these elements are possibly subject in the natural environment.

This research, based on physical modeling, allowed to reproduce in a laboratory, in a reduced scale, processes similar to those that possibly occur in the seabed. The experimental methodology adopted was based on the construction of a deposit whose geometry represents a slope about 1.5 meters wide, 0.6 meters long and 0.25 meters high. The slope has declivities between 15 and 30 degrees. The sediments used were mineral coal of a coarse sand fraction, coarse sand of siliciclastic origin and limestone with fractions of silt and clay. The sediments of sand fractions were used in the construction of the experimental slopes, and the limestone, in the production of the density currents. The experiments simulated water flows in porous medium within the slope, reproducing an

aquifer flow. Density currents were also simulated, since they are generally considered as an important mechanism of sediment transport in the natural environment.

In the simulation, sequences of slope erosion processes were produced, which began with slides – generated from an increasing flow rate within the simulated aquifer – and ended with the generation of canyons – through the simultaneous action of density currents. The results show that there is a significant link between these two processes – aquifer flow and density currents –, in such a way that both are necessary for the formation of canyons to occur and for a large volume of material to be effectively eroded and transported. Density currents alone, within the simulation scale, do not have very significant sediment transport capacity. The density currents transport system is only effective when there is an aquifer flow acting concomitantly.

The observation of the erosion and deposition processes during the experiments, as well as the analysis of the bank of images obtained allowed the construction of a model of formation and evolution of canyons. The formation passes through ordered sequences, where the development of a knickpoint triggers a process of erosion remontante, digging a groove that evolves to a canyon formed by a bedside connected to the platform as well as associated deposits.

The data generated in the physical simulation were compared with data from the natural environment, described in published academic papers, which proved that the measured parameters are within the value range that can be found in the natural environment. In addition, the upscaling of the results allowed the identification of natural canyons analogous to those produced in the laboratory. The dynamic parameters of the density streams as well as the volumetric sediment concentrations and the extrapolated grain size ranges are also within scales measured in similar prototypes. The scales found would be 1: 5000 vertically and 1: 10000 and 1: 15000 horizontally. Thus, it is possible that the results obtained in this work will elucidate some doubts that have long been pending about the object of study.

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA .....	II
agradecimentos .....	III
RESUMO .....	IV
ABSTRACT .....	VII
Sumário .....	IX
Índice de Figuras.....	XII
ÍNDICE DE TABELAS.....	XIX
Lista de símbolos .....	XXI
1. APRESENTAÇÃO .....	1
2. INTRODUÇÃO .....	3
3. Proposta de Tese .....	6
3.1. Contexto e motivação .....	6
3.2. Questão de pesquisa.....	7
3.3. Hipótese .....	7
3.4. Proposta de análise experimental .....	7
3.5. Objetivo principal .....	8
3.6. Objetivos específicos .....	8
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	9
4.1. Os canyons submarinos.....	9
4.1.1. Origem dos canyons .....	9
4.1.2. Localização dos canyons submarinos.....	15
4.1.3. Importância dos canyons.....	15
4.2. As correntes de densidade.....	18
4.2.1. O que são correntes de densidade? .....	18
4.2.2. Classificação das correntes .....	20
4.2.3. Mecanismos de ignição.....	21
4.3. Desestabilização do talude .....	21
4.3.1. Escape de fluido e surgência .....	22
4.3.2. Caracterização de aquíferos .....	24
4.3.3. Variações de carga hidráulica.....	25
4.3.4. Métodos utilizados para determinação de vazão de surgência.....	27
4.4. Simulação de desestabilização de taludes.....	30
5. MATERIAIS E METODOLOGIA .....	33
5.1. Infraestrutura .....	33
5.1.1. Tanque experimental.....	33
5.1.2. Sistema de alimentação hidráulica .....	34
5.1.3. Sistema difusor do aquífero .....	35

5.1.4.	Suporte de instrumentos.....	38
5.2.	Equipamentos utilizados .....	39
5.2.1.	Medidor de vazão .....	39
5.2.2.	Ecógrafo.....	40
5.2.3.	Piezômetros .....	41
5.2.4.	Câmeras fotográficas .....	42
5.2.5.	Perfilador óptico .....	43
5.2.6.	Analisador de partículas.....	44
5.3.	Materiais sedimentares utilizados.....	45
5.4.	Preparo do experimento .....	47
5.4.1.	Construção do depósito.....	47
5.4.2.	Levantamento topográfico .....	48
5.5.	Experimentos.....	48
5.6.	Tratamento dos dados obtidos.....	50
5.6.1.	Cálculo e parametrização do aquífero .....	50
5.6.1	Cálculo e parametrização das correntes de densidade.....	51
5.6.2.	Cálculo de extrapolação da geometria.....	52
6.	RESULTADOS.....	55
6.1.	Simulação de fluxo em meio poroso – Etapa 1.....	55
6.2.	Modelagem de escorregamentos (Etapa 2) e formação de canyon (Etapa 3).....	60
6.2.1.	Avaliação do efeito de aumento de vazão no aquífero .....	61
6.2.2.	Avaliação do efeito de rebaixamento de nível de água no tanque .....	64
6.2.3.	Avaliação da ação conjunta das correntes de densidade e da surgência.....	65
6.2.4.	Variação da pressão piezométrica durante a formação do canyon.....	68
6.2.5.	Parametrização morfológica do canyon e do depósito gerado.....	71
6.2.6.	Modelo proposto para a formação de canyon .....	74
6.3.	Experimento de validação do modelo – Etapa 4.....	79
6.3.1	Produção de escorregamentos a partir de surgência.....	81
6.3.2	Produção de canyons a partir da injeção de correntes .....	85
6.3.3	Modelo proposto para a evolução dos canyons.....	86
6.3.4	Histórico da evolução dos canyons gerados.....	91
6.3.5	A evolução dos canyons e as variações de pressões medidas.....	93
6.4.	Parametrização dos dados experimentais – Etapa 5 .....	94
6.4.1.	Parametrização dos dados do aquífero simulado .....	94
6.4.2.	Parametrização de correntes de densidade – Etapa 5 .....	101
6.4.3.	Parametrização morfológica dos canyons e depósitos gerados.....	113
7.	DISCUSSÃO .....	118
7.1.	Das simulações e dos dados obtidos.....	118
7.2.	Da aplicação dos dados obtidos.....	120

7.2.1.	Extrapolação de dados do aquífero.....	120
7.2.2.	Extrapolação dos parâmetros medidos para as correntes de densidade.....	122
7.2.3.	Extrapolação das geometrias para escalas de ambiente natural .....	123
7.2.4.	Comparação do processo de geração de canyons com processos naturais	129
8.	CONCLUSÕES .....	132
9.	Recomendações.....	137
10.	Referências bibliográficas .....	139
	APÊNDICE .....	153

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Bloco diagrama ilustrando uma região de talude submarino onde existe uma região de afloramento de aquífero. (Inspirado em trabalho de VIANA, A. <i>et al.</i> , 2007.).....	8
Figura 2: Bloco diagrama ilustrando os tipos de formação de canyons: (A) canyons escavados por correntes de turbidez em nível de mar baixo; (B) vales submersos. (Figura modificada de KUENEN P., 1953). ....	12
Figura 3: Bloco diagrama ilustrando a diferença morfológica entre os canyons juvenil e maduro. A linha pontilhada ilustra a posição da região de quebra da plataforma continental. ....	13
Figura 4: Mapa de amplitude sísmica com feições em destaque: (c) canais sinuosos; (fva) frente de vertente de água; (fm) fluxo de massa; (cs) corrente superficial; e (cp) corrente profunda. (Adaptado de VIANA, A. <i>et al.</i> , 2007). ....	14
Figura 5: Diagrama de uma corrente de turbidez mostrando a sua anatomia, que é caracterizada por uma região frontal denominada de cabeça, seguida de um corpo. A corrente de densidade possui uma região mais diluída no topo, denominada de camada de mistura (Cm) e mais concentrada na camada basal (Cb). Os depósitos formados por esse tipo de fluxo (D) são denominados de turbiditos. ....	19
Figura 6: Terminologias e nomenclaturas propostas para a classificação dos fluxos. (Figura adaptada de MANICA, 2009). ....	20
Figura 7: Modelo de sequência estratigráfica com ciclos mistos. (Figura modificada de CATUNEANU, O., 2006). ....	24
Figura 8: Diagrama ilustrando os dois tipos de aquíferos existentes em regiões costeiras. (Adaptado de CUSTODIO & LLAMAS, 1976). ....	25
Figura 9: Efeito do nível de lençol freático e da oscilação de maré nos processos de erosão e deposição na linha de costa. (Adaptado de DUCAN, 1964.) ....	27
Figura 10: Esquema ilustrando o amostrador de barril (A) e amostrador automático (B). ....	29
Figura 11: Imagem da parte interna do tanque, mostrando sua forma de construção, vista do lado proximal. ....	33
Figura 12: Imagem do lado proximal do tanque, mostrando a posição das janelas laterais e a região de análise dos experimentos (A). Imagem do lado distal do tanque, mostrando a janela por onde foi feita a iluminação dos experimentos, bem como a posição dos drenos de fundo e o vertedor de controle de nível máximo (B). Imagem mostrando o sistema de controle de nível máximo (C). Imagem do sistema de controle de nível mínimo (D). ....	34
Figura 13: Imagem do lado proximal do tanque, mostrando em detalhe a coluna vertical de alimentação hidráulica, vista de frente (A); e detalhe da instalação que seguia após a derivação e levava a água para o experimento (B). ....	35
Figura 14: Esquema ilustrando forma e dimensões das placas acrílicas do difusor de recarga e seu respectivo alinhamento, em que L é o comprimento do aquífero; os pontos e as posições dos pontos de tomada de pressão com piezômetros; e o ponto de injeção na entrada da canalização. ....	36
Figura 15: Gráfico com as curvas de pressão piezométrica (P) e vazões aplicadas (Q) e as respectivas curvas de calibração, ajustadas para os diferentes pontos do meio difusor. Valores de pressão em metros, e de vazão, em l.min <sup>-1</sup> . ....	37

Figura 16: Foto do difusor acrílico instalado dentro do tanque (A); foto do difusor acrílico visto pela face da placa inferior (B); visto pela face frontal (C); visto em ângulo pela face superior, já como o difusor contendo a espuma (branco) e a borracha EVA (verde) instaladas (D); visto pela face frontal, mostrando a disposição entre as camadas que constituem o difusor (E).	38
Figura 17: Suporte de instrumentos visto (A) de cima, (B) lateralmente e (C) de frente, mostrando a sua posição dentro do tanque e com relação ao aquífero confinado sintético.	39
Figura 18: Imagens do medidor de vazão instalado no ramo vertical da canalização (A), do software que gerencia as leituras (B), do equipamento medidor de vazão (C) e da placa de aquisição (D) que faz a comunicação entre o medidor e o computador.	39
Figura 19: Imagens do ecógrafo e do computador utilizados para aquisição de imagens (A) e do sensor, visto de cima (B) e lateralmente (C), durante um experimento.	40
Figura 20: Quadro de piezômetros instalado na parede do canal (A); detalhe do quadro, mostrando a ordem dos piezômetros (B); e a ordem de instalação das mangueiras e suas respectivas posições no aquífero (C).	41
Figura 21: Imagens obtidas durante o experimento, em tamanho real e em tamanho ampliado, em detalhe, mostrando (A) visão do ensaio e (B) visão do quadro de piezômetros.	42
Figura 22: Imagens do sistema de levantamento batimétrico instalado sobre o tanque experimental (A) e do tipo de resultado obtido com os dados medidos (B).	44
Figura 23: Analisador de partículas a laser empregado para caracterização do material utilizado.	45
Figura 24: Imagens dos sedimentos sobre papel milimetrado, sendo: (A) areia fluvial; (B) carvão lavado; (C) carvão 205 e (D) calcário. Espaçamento de traços na grade igual a 1mm.	46
Figura 25: Curvas de distribuição granulométrica dos materiais utilizados na construção do depósito, quais sejam, areia e carvão lavado (A) e sedimentos traçadores e utilizados nas correntes de densidade (B).	46
Figura 26: Etapas da construção do depósito: (A) posicionamento do difusor; (B) empilhamento e formação inicial do depósito; (C) colocação de água no tanque; (D) finalização da geometria do depósito; (E) aplicação do capeamento e (F) o depósito após construção.	47
Figura 27: Mapas batimétricos obtidos após o término do experimento e a respectiva escala de cores, mostrando a elevação das cotas.	48
Figura 28: Imagens dos depósitos construídos, sendo: (A) areia (AG1 – A1_01), (B) areia tingida (AG2 – A2_01), (C) areia tingida após a ocorrência de escorregamentos (AG2_A2_10), (D) carvão com cobertura de matéria orgânica (CG1 - C1_03), (E) carvão com cobertura de calcário (CG3 - C3_01 – etapa 4) e (F) carvão com cobertura de calcário após escorregamentos (CG3 - C3_01 – etapa 4). Figuras E e F com o topo do depósito representando uma plataforma.	57
Figura 29: Gráficos de vazões aplicadas ao longo do tempo para dois ensaios cujos depósitos foram construídos com carvão grosso lavado [CG_T2 (sem bomba) e T6 (com bomba)].	58
Figura 30: Imagens dos depósitos, após a canalização do fluxo dentro do difusor, nos ensaios com areia (A) e com carvão (B). Os círculos tracejados mostram a localização do ponto de formação do <i>piping</i> .	59

Figura 31: Velocidades de avanço do fluxo dentro do difusor e dentro do depósito para diferentes vazões impostas. As faixas verticais representam a zona situada dentro das capacidades de condutividade hidráulica calculadas para a areia (AG) e o carvão (CG). As faixas coloridas horizontais representam a região onde o fluxo ocorre com aquela velocidade. O quadrado pontilhado marcado no gráfico representa a região crítica onde pode ocorrer excesso de velocidade de fluxo.....	60
Figura 32: Imagem do depósito após o experimento C2_04, mostrando estruturas semelhantes a ravinas (A) e um sulco (B), formados pelas depressões entre os depósitos de escorregamentos. As zonas coloridas, com contorno tracejado, na figura superior, são um esboço das formas dos escorregamentos e dos relevos por eles formados.....	62
Figura 33: Dados dos experimentos mostrando as vazões aplicadas e as respectivas variações de pressão durante o tempo de ensaio. A área colorida sob o gráfico mostra o período de ensaio em que foram observados escorregamentos no talude. ....	63
Figura 34: Dados do ensaio C2_05, sendo: variação do nível de água no tanque (A) e variação de vazão e respectivas pressões piezométricas do difusor (B) ao longo do tempo de ensaio. O valor de nível de base igual a zero corresponde ao nível máximo de água no tanque.....	64
Figura 35: Dados do ensaio C2_06, sendo: variação do nível de água no tanque (A) e variação de vazão e respectivas pressões piezométricas do difusor (B) ao longo do tempo de ensaio. O valor de nível de base igual a zero corresponde ao nível máximo de água no tanque.....	65
Figura 36: Figura mostrando o ponto de injeção das correntes de densidade (A) e as plumas de sedimentos formadas durante a injeção de correntes de densidade (B). Imagens obtidas durante o experimento C2_07.....	66
Figura 37: Imagem do depósito obtida ao final do experimento C2_08. Em detalhe, imagem mostrando as marcas da passagem de correntes de densidade (A) e um depósito gerado (B). ....	67
Figura 38: Imagens obtidas ao final do experimento C2_08, mostrando uma grande quantidade de material depositado no talude e a formação de pequenas marcas semelhantes a sulcos. ....	68
Figura 39: Dados do ensaio C2_07, sendo: variação do nível de água no tanque (A) e variação de vazão e respectivas pressões piezométricas do difusor (B) ao longo do tempo de ensaio. O valor de nível de base igual a zero corresponde ao nível máximo de água no tanque. A área do gráfico em cor azul corresponde ao período de ensaio em que ocorreu injeção de correntes de densidade. ....	69
Figura 40: Dados do ensaio C2_08, sendo: variação do nível de água no tanque (A) e variação de vazão e respectivas pressões piezométricas do difusor (B) ao longo do tempo de ensaio. O valor de nível de base igual a zero corresponde ao nível máximo de água no tanque. A área do gráfico em cor azul corresponde ao período de ensaio em que ocorreu injeção de correntes de densidade. ....	70
Figura 41: Dados do ensaio C2_09, sendo: variação do nível de água no tanque (A) e variação de vazão e respectivas pressões piezométricas do difusor (B) ao longo do tempo de ensaio. O valor de nível de base igual a zero corresponde ao nível máximo de água no tanque. A área do gráfico em cor azul corresponde ao período de ensaio em que ocorreu injeção de correntes de densidade. A área em laranja corresponde ao período de ocorrência de formação do canyon.....	71

Figura 42: Mapa de espessuras de erosão e deposição do ensaio C2, sendo as cores frias correspondentes às zonas de erosão (perda de volume), e as cores quentes, às zonas de deposição (ganho de volume). Escala em milímetros. As linhas tracejadas indicam os limites da plataforma e talude.....	72
Figura 43: Gráfico com o perfil de declividade do talude no início do experimento e ao final do ensaio C2_09, no ponto onde ocorreu a formação do canyon (posição a 100° do talude). O círculo pontilhado corresponde ao ponto de equilíbrio entre as declividades inicial e final.....	73
Figura 44: Foto do canyon e da região deposicional do lobo, mostrando os locais onde foram coletadas as amostras, e quadro com os diâmetros característicos medidos.....	74
Figura 45: Sequência de imagens obtidas durante o experimento mostra o momento inicial da formação do canyon, sendo (A) o instante em que foi primeiramente observado o <i>knickpoint</i> , e as imagens subsequentes (B a E, em detalhe), a evolução do processo. O equipamento que aparece na imagem é a sonda do ecógrafo, presa pelo suporte.....	75
Figura 46: Sequência de imagens de ecógrafo obtidas durante o experimento mostram a evolução do perfil do talude durante a formação do canyon.....	76
Figura 47: Interpretação das imagens de ecógrafo, através da sobreposição das linhas produzidas nos contornos do talude (Figura 46), mostrando a evolução do perfil e os respectivos processos de erosão e preenchimento, que deram origem à formação do canyon.....	77
Figura 48: Esquema ilustrando o mecanismo de formação do canyon, tal como observado a partir de imagens de vídeo e ecógrafo, mostrando os diferentes estágios envolvidos no processo. As áreas em amarelo e verde ilustram os diferentes estágios de deposição do sedimento transportado pelas correntes e pelos colapsos. A linha pontilhada mostra a linha de declividade inicial de depósito. A linha vermelha mostra a superfície final do estágio anterior.....	78
Figura 49: Posição do sistema difusor nos dois depósitos construídos para as sequências de experimentos. Na figura, estão indicadas as espessuras da camada basal, da camada aquífero e da camada de topo. Também estão identificadas as geometrias da placa de acrílico e da placa de espuma que representava o aquífero dentro do difusor.....	79
Figura 50: Imagem do topo dos depósitos, mostrando a formação de uma depressão, em função da posição mais elevada do difusor no ensaio CG2 (A). Topo do depósito sem depressão, em virtude de o difusor ter sido posicionado mais próximo ao fundo no ensaio CG3 (B). .....	80
Figura 51: Esquema ilustrando o talude construído e a posição das áreas de análise, sendo: Área 1, a de maior declividade; Área 2, o centro do talude; e Área 3, a região com as menores declividades.....	81
Figura 52: Imagens do talude antes e depois do ensaio C3_01, visto pelo lado direito (0 a 90°), mostram como ficou o depósito após os escorregamentos.....	82
Figura 53: Imagens do talude antes e depois do ensaio C3_01, visto pelo lado esquerdo (90 a 180°), mostram como ficou o depósito após os escorregamentos.....	82
Figura 54: Intervalos de tempo em que ocorreram escorregamentos no ensaio C3_01 e as respectivas áreas afetadas, na parte superior da figura. Na parte inferior, variações de pressão medida no sistema difusor para as diferentes vazões aplicadas. A escala de tempo é a mesma em todos os gráficos.....	83

Figura 55: Gráficos de variações de pressão medida no sistema difusor e respectivas vazões aplicadas durante o experimento C3_01. A área escura no fundo do gráfico indica os intervalos de ocorrência de escorregamentos. ....	84
Figura 56: Imagens da lateral do depósito, mostrando o lado de menor gradiente de talude: pré-ensaio, após o ensaio C3_01 e após o ensaio C3_02. ....	86
Figura 57: Imagens panorâmicas do topo do depósito, comparando as superfícies do início e após os dois ensaios. As linhas em vermelho marcam o contorno dos canyons gerados ao final de C3_02. Linhas idênticas foram sobrepostas nas imagens de Pós C3_01 e Pré-ensaio. A linha pontilhada preta mostra o ponto de encontro entre o talude e o topo do depósito, chamado de plataforma. ....	87
Figura 58: Imagens dos canyons gerados, sendo a cabeceira e parte da calha do canyon 10 apresentada no lado esquerdo, e os canyons 90 e 110, na figura da direita. ....	88
Figura 59: Imagens do canyon 170, mostrando, à esquerda, a região da cabeceira, e à direita, sua porção final e os lobos deposicionais formados. ....	89
Figura 60: Modelo proposto para a evolução dos canyons, apresentando as fases identificadas através da análise dos vídeos. A sequência mostra os processos envolvidos na formação e evolução dos canyons e depósitos associados. ....	91
Figura 61: Gráficos com o histórico evolutivo dos canyons gerados, apresentados em função de sua posição no talude. Na parte inferior da figura, estão apresentados os dados de variação de nível de base e de pressões piezométricas medidas e as respectivas vazões aplicadas durante o experimento. ....	92
Figura 62: Imagem mostra montagens feitas pela sobreposição de gráficos de histórico evolutivo e dados de variação de pressão piezométrica e de vazão aplicada pelo sistema difusor nas diferentes posições dos canyons. ....	94
Figura 63: Vazões aplicadas e respectivas respostas de pressão medidas nos ensaios C3_01 (pontos coloridos) e C3_02 (marcas em preto). ....	95
Figura 64: Mapa batimétrico ilustrando as cotas que correspondem ao limite de aquífero considerado, indicando o limite superior (vermelho) e o limite inferior (azul). Em detalhe, representação do volume teórico do aquífero. ....	96
Figura 65: Esquema ilustrando as áreas individualizadas para cálculo de seção transversal do aquífero, mostrando o comprimento do raio total ( $L$ ) considerado no cálculo das áreas de seção transversal ( $a_n$ ), o comprimento descontado do raio que representa o comprimento do sistema difusor ( $l_d = 200$ mm) e o comprimento de raio do aquífero ( $l_a$ ). A área colorida em cinza representa o volume de aquífero considerado. ....	98
Figura 66: Gráficos comparando as vazões calculadas e as vazões medidas para os dados dos ensaios, considerando a geometria do topo (lado esquerdo) e a geometria da base (lado direito). ....	99
Figura 67: (A) Esquema ilustrando o talude construído e a posição das áreas de análise, sendo: Área I, a de maior declividade; Área II, o centro do talude; e Área III, a região com as menores declividades. As superfícies em vermelho e azul representam os limites superior e inferior do aquífero, respectivamente. Em detalhe, (B) a representação de um corte longitudinal mostra a região que foi efetivamente considerada aquífero e o seu comprimento utilizado para os cálculos ( $l_a$ ). ....	100

Figura 68: Dados do ensaio obtidos através de análise de vídeo, sendo, de cima para baixo: gráfico com a variação do nível de base; predominância de processo de erosão (verde) ou deposição (amarelo) na região de cada canyon; gráfico de intensidade das correntes de densidade injetadas (barras azuis). Nos gráficos de barras de erosão e deposição, a região que não contém barras indica que não existe corrente de densidade passando pelo trecho de análise naquele instante.....	103
Figura 69: Gráficos do trecho entre 75 e 150 minutos de ensaio, mostrando as intensidades de correntes de densidade (barras azuis), a predominância de processos dentro dos canyons (barras em verde e amarelo), a pressão piezométrica do ponto próximo ao canyon e a classificação do intervalo como erosivo (moldura vermelha) ou deposicional (moldura azul) em função das variações de pressão.....	105
Figura 70: Gráficos do trecho entre 200 e 275 minutos de ensaio, mostrando as intensidades de correntes de densidade (barras azuis), a predominância de processos dentro dos canyons (barras em verde e amarelo), a pressão piezométrica do ponto próximo ao canyon e a classificação do intervalo como erosivo (moldura vermelha) ou deposicional (moldura azul) em função das variações de pressão.....	107
Figura 71: Montagem feita a partir de imagens de ecógrafo obtidas durante o ensaio C3_03 mostra a forma das correntes de densidade que foram medidas no canyon 170. ....	109
Figura 72: Gráficos com os parâmetros medidos e calculados para as correntes analisadas por imagens de ecógrafo. ....	111
Figura 73: Mapa de espessuras de erosão e deposição do ensaio C3_02, sendo as cores frias correspondentes às zonas de erosão (perda de volume), e as cores quentes, correspondentes às zonas de deposição (ganho de volume). Escala em milímetros. As linhas tracejadas indicam os limites da plataforma e talude.....	114
Figura 74: Gráficos com os perfis de declividades do talude no início e ao final do ensaio C3_02, nos pontos onde ocorreu a formação dos canyons. Os números em graus nos gráficos representam as declividades de talude inicial (preto) e final (vermelho). ....	115
Figura 75: Mapeamento batimétrico do depósito ao final do experimento CG3. Parte superior: perfil batimétrico mostrando as três áreas de análise do talude. Parte inferior: gráficos dos perfis das seções transversais apontadas. O exagero vertical das seções é de 3X. ....	117
Figura 76: Bloco diagrama ilustrando as geometrias consideradas no cálculo de extrapolação dos dados do aquífero, sendo: $h_0$ , o nível de pressão na saída do aquífero, que coincide com o nível de água do mar; e $h_p$ , a altura de pressão piezométrica positiva acima de $h_0$ dentro do aquífero, a uma distância de 100 m a partir do talude. ....	121
Figura 77: Fotografia dos canyons obtida ao final do experimento, sendo o canyon 10 localizado na área de maior gradiente (I); os canyons 90 e 110, na região de gradiente intermediário (II); e o canyon 170, na região de menor gradiente (III). ....	124
Figura 78: Comparação entre as geometrias produzidas no experimento (A) e geometrias reais obtidas através de levantamento batimétrico (B). Os canyons de mapa batimétrico estão localizados na bacia de Potiguar, NE Brasileiro. (Imagem modificada obtida de trabalho publicado por Almeida, N., Vital, H. e Gomes, M., 2015, Marine and Petroleum Geology.).....	125

Figura 79: Comparação entre seções transversais dos canyons produzidos no experimento (A) e seções transversais dos canyons reais, obtidas através de levantamento batimétrico (B). Os canyons de mapa batimétrico estão localizados na bacia de Potiguar, NE Brasileiro. (Imagem modificada obtida de trabalho publicado por Almeida, N., Vital, H. e Gomes, M., 2015, Marine and Petroleum Geology.).....	126
Figura 80: Imagens de ecográfo mostrando a evolução do perfil do talude durante o processo de formação do canyon (parte superior). Linhas sobrepostas para comparação de perfil (parte inferior), sendo o perfil teórico a linha imaginária de continuidade do talude abaixo do <i>knickpoint</i> . .....	130
Figura 81: Dados de perfil sísmico (A) e interpretação de fácies (B) da região da bacia de Santos, SE brasileiro. (Imagem modificada obtida de trabalho publicado por Berton, F. e Vesely, F., 2016, Marine and Petroleum Geology).....	130
Figura 82: Comparação entre a evolução do perfil no modelo (A) e a evolução do perfil de classificação de fácies do protótipo (B). .....	131

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Relação de alguns trabalhos publicados que investigaram processos de escorregamento, deslizamento e formação dos canyons submarinos e seus respectivos locais. ....	23
Tabela 2: Dados técnicos das câmeras dos aparelhos utilizados para captura de fotos e vídeos. ....	43
Tabela 3: Caracterização dos sedimentos utilizados nos experimentos. ....	46
Tabela 4: Tabela síntese dos experimentos preliminares realizados, sendo: AG – Areia fluvial grossa e CG – carvão lavado em fração areia grossa. ....	55
Tabela 5: Parâmetros medidos e calculados para os materiais utilizados na construção dos depósitos: carvão grosso (CG), areia grossa (AG), tamanhos característicos das faixas granulométricas, percentuais de tamanhos de grãos, peso específico dos sedimentos ( $\rho_s$ ), parâmetros calculados para retenção específica ( $m_r$ ), porosidade total ( $m$ ), porosidade efetiva ( $m_e$ ) e valores de condutividade hidráulica ( $K_0$ ). ....	56
Tabela 6: Tabela síntese do experimento CG2, sendo os objetivos: avaliação da ocorrência de escorregamentos (E) e formação de canyons (FC). ....	61
Tabela 7: Tabela síntese do experimento CG3, sendo os objetivos: formação de caminhos preferenciais por escorregamentos (E), formação de canyons (FC) e parametrização das correntes de densidade (P). ....	80
Tabela 8: Valores de comprimento de aquífero ( $l_a$ ), comprimento de raio ( $L$ ) e as respectivas áreas calculadas ( $a$ ) para cada uma das posições do talude, valores de soma dos comprimentos dos raios e área total de seção transversal calculada. ....	97
Tabela 9: Valores de pressão piezométrica ( $dh$ ) utilizados para determinar a condutividade hidráulica ( $k$ ) para cada uma das áreas de análise, considerando o comprimento do aquífero (tabela 8), as vazões ( $q$ ) medidas durante o estágio inicial de escorregamento ( $i$ ) e por ocasião dos escorregamentos generalizados no talude (máx). ....	101
Tabela 10: Velocidades de avanço ( $V$ ) e espessuras das correntes ( $h$ ) medidas durante o ensaio C3_03. ....	110
Tabela 11: Parâmetros adimensionais calculados para as correntes de densidade medidas no ensaio C3_03. ....	110
Tabela 12: Dados das amostras obtidas durante o ensaio C3_04, sendo: massa total de mistura (MT), massa e volume de água ( $M_A$ e $V_A$ ), massa e volume de sedimentos ( $M_S$ e $V_S$ ) e massa específica calculada ( $\rho_c$ ) para as misturas preparadas ou para as correntes amostradas por sifão nos pontos analisados. As amostras são: da mistura preparada ( $M_i$ ), coletada no topo do depósito ( $C_P$ ) e coletada na corrente de densidade gerada por cada uma das diferentes misturas ( $C_C$ ) sobre o lobo deposicional dos diferentes canyons. ....	113
Tabela 13: Dados geométricos das seções transversais selecionadas em cada um dos canyons. ....	116
Tabela 14: Valores de altura piezométrica ( $dh$ ) e vazões estimadas ( $Q$ ) para início de escorregamentos ( $i$ ) e colapso do talude (max) de cada uma das áreas, considerando um aquífero com 100 m de comprimento e uma área de seção transversal de $1,0 \text{ m}^2$ . ....	121
Tabela 15: Valores mínimo e máximo de espessura e velocidade das correntes, medidos em laboratório (modelo) e no canyon Monterey (protótipo). ....	122
Tabela 16: Valores de largura ( $B$ ) e profundidade ( $H$ ) da seção transversal do canyon no modelo e obtidos a partir de extrapolação. Escala para mínimo: $\lambda_V = 2000$ ,	

$\lambda_H = 4000$ . Escala para máximo: $\lambda_V = 2500$ , $\lambda_H = 5000$ . Distorção vertical de 2X.....	123
Tabela 17: Caracterização geométrica dos canyons gerados no experimento, indicando o comprimento de talvegue do canyon (L), a largura (B) e a profundidade (H) da calha e a declividade do talvegue (S). .....	124
Tabela 18: Valores de comprimento de talvegue (C), largura (B), profundidade (H) e declividade (S) obtidos a partir de extrapolação. Escala: 1:5000. Distorção de 3X na vertical, sendo então escala horizontal ( $\lambda_H = 15000$ ) e escala vertical ( $\lambda_V = 5000$ ). Exagero vertical de 3X.....	127
Tabela 19: Valores de comprimento de talvegue (C), largura (B), profundidade (H) e declividade (S) obtidos a partir de extrapolação. Escala Horizontal ( $\lambda_H = 10000$ ) e Escala Vertical ( $\lambda_V = 5000$ ). Exagero vertical de 2X.....	127
Tabela 20: Parâmetros das correntes de densidade medidos no modelo e extrapolação para protótipo. Curvas granulométricas dos sedimentos transportados pelas correntes em modelo e protótipo. ....	128

## LISTA DE SÍMBOLOS

A – área da seção transversal do aquífero [ $m^2$ ];  
 $a_n$  – área da seção transversal calculada para cada posição [ $m^2$ ];  
 $C_v$  – concentração volumétrica da corrente [%].  
 $\rho_a$  – massa específica do fluido ambiente [ $kg.m^{-3}$ ];  
 $\rho_c$  – massa específica da corrente de densidade [ $kg.m^{-3}$ ];  
d – diâmetro do sedimento [mm];  
 $D_{10}$ ,  $D_{50}$ ,  $D_{90}$  – diâmetro característico obtido de curva granulométrica [ $\mu m$ ];  
dh – carga hidráulica [m];  
DN – diâmetro nominal do conduto [mm];  
Fr – Froude densimétrico [-];  
g – aceleração da gravidade [ $m.s^{-2}$ ];  
 $g'$  – aceleração da gravidade reduzida [-];  
h – espessura da corrente ou espessura do aquífero [mm ou m];  
H – profundidade da seção transversal do canyon [mm ou m];  
 $k_0$  ou k – condutividade hidráulica do meio poroso [ $m.s^{-1}$ ];  
L – comprimento ou largura da seção transversal de canyon [mm ou m];  
 $L_r$  – comprimento de raio do depósito [mm];  
l – comprimento do aquífero [m];  
 $l_a$  – comprimento do aquífero [m];  
Q – vazão [ $l.min^{-1}$  ou  $m^3.s^{-1}$ ];  
 $q_n$  – vazão ponderada por área de aquífero [ $m^3.s^{-1}$ ];  
Re – número de Reynolds [-];  
S – Declividade [ $^\circ$ ];  
t – tempo [s];  
V – velocidade [ $mm.s^{-1}$ ,  $cm.s^{-1}$ ,  $m.s^{-1}$  ou  $km.h^{-1}$ ];  
 $w_s$  – velocidade de queda do grão [ $m.s^{-1}$ ];  
 $\alpha$  – comprimento de arco [ $\alpha = \frac{20}{180} = 0,111$ ];  
 $\beta$  – densidade do sedimento [-];  
 $\Delta h$  – Carga hidráulica [m];  
 $\lambda_v$  – fator de multiplicação vertical;  
 $\lambda_H$  – fator de multiplicação horizontal;  
 $\pi$  – constante [3,1416];  
 $\mu_c$  – viscosidade dinâmica da corrente [Pa.s];  
 $\nu$  – viscosidade cinemática da corrente: [ $m^2.s^{-1}$ ].

## 1. APRESENTAÇÃO

Esta proposta de Tese de Doutorado representa o resgate de uma linha de pesquisa iniciada em 2008, no NECOD, pelo pesquisador Amauri Antunes Barcelos (*in memoriam*), no âmbito de projeto financiado pelo Fundo Setorial do Petróleo (CTPETRO), em que atuei como bolsista a partir do ano de 2010. Na época, resultados muito interessantes foram obtidos, indicando que o fluxo de água subterrânea oriundo de um sistema aquífero poderia ser um dos processos envolvidos na geração de estruturas erosivas no fundo dos oceanos. Nas reuniões de acompanhamento do projeto, em que tomaram parte pesquisadores da Petrobras – entre eles, os geólogos Adriano Viana e Marco Moraes –, várias ideias surgiram. Contudo, o projeto chegou ao fim e as abordagens sugeridas não puderam ser investigadas.

A vontade de dar continuidade a essa linha de pesquisa ficou latente por seis anos, até que, com o término de meu contrato como pesquisadora junto à FAURGS, decidi encarar essa investigação e aproveitar a oportunidade de nela atuar com dedicação exclusiva, empregando a disponibilidade de estrutura física, insumos e mão-de-obra no laboratório. Com um cronograma apertado – eu dispunha de cerca de um ano para a realização dos ensaios –, foi necessário um bom planejamento e otimização do tempo. O estudo foi desenvolvido sem nenhum auxílio financeiro, de modo que a economia de recursos foi uma preocupação constante, tornando necessário, por exemplo, reciclar materiais e utilizar os insumos disponíveis no laboratório.

O delineamento experimental do trabalho foi recebendo ajustes durante sua realização, em resposta aos resultados parciais que foram sendo obtidos. Inicialmente, o estudo focava a simulação apenas do processo de surgência. Em um segundo momento, seguindo recomendação certa da Prof.<sup>a</sup> Ana Luiza de Oliveira Borges, foram realizados experimentos acoplando o processo de surgência à atuação de correntes de densidade.

A metodologia empregada para a obtenção dos dados foi parte importante do trabalho. Além do acoplamento do processo de surgência à atuação das correntes de densidade, foi também testado o efeito da declividade do talude. A geometria do talude foi escolhida de forma a contemplar a simulação de várias declividades em um único experimento. O sucesso na execução da pesquisa está refletido nos resultados obtidos, uma vez que foram produzidas formas de erosão e deposição muito semelhantes às naturais, presentes no fundo do mar. Até onde tenho conhecimento, a semelhança de forma é algo inédito no laboratório e no mundo.

A essência do trabalho está apresentada nos capítulos que seguem. No capítulo 2, são expostas as teorias existentes e o que se sabe a respeito da origem dos canyons. O capítulo 3 discorre sobre o que motivou a realização da pesquisa e sobre a hipótese que será defendida.

Um panorama do que se sabe a respeito das formações naturais, a partir de informações oriundas de estudos que analisaram o fundo do mar e os processos que lá ocorrem, é apresentado no capítulo 4. A metodologia experimental e a instrumentação utilizadas para a obtenção dos dados são descritas no capítulo 5. O capítulo 6, por sua vez, apresenta os dados produzidos. A partir de sua análise, o capítulo 7 desenvolve comparações com o ambiente natural. No capítulo 8, são discutidas as implicações dos resultados no avanço do conhecimento sobre o tema. Já o capítulo 9 trata das recomendações para a aplicação dos resultados e para a obtenção de novos resultados em futuros estudos semelhantes que venham a ser realizados. Por fim, o capítulo 10 apresenta os trabalhos que foram consultados para a produção desta tese.

## 2. INTRODUÇÃO

A busca de informações a respeito dos mecanismos que presidem os processos de transferência do sedimento gerado nos continentes para os oceanos vem ganhando cada vez mais importância para diferentes grupos de pesquisa em vários locais do mundo. Isso ocorre, em especial, naqueles grupos que trabalham na interface entre a Geociência e os profissionais que estão envolvidos com Mecânica dos Fluidos e Hidráulica Aplicada.

Uma das ferramentas bastante utilizadas para a obtenção de informações acerca dos mecanismos de transporte e deposição de sedimentos é a simulação física. Os trabalhos experimentais conduzidos dentro dessa linha de pesquisa, na sua grande maioria, tentam compreender os fluxos e seus mecanismos de transporte, bem como os depósitos por eles gerados e os respectivos mecanismos de deposição envolvidos.

O Núcleo de Estudos de Correntes de Densidades (NECOD) é um laboratório dedicado à simulação física, com mais de 15 anos de experiência, situado no Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), localizada no Brasil. Quanto às linhas de pesquisa já desenvolvidas no laboratório, foram executados alguns projetos focando a simulação de processos de formação de canyons através da atuação de correntes de densidade e a capacidade de transferência de sedimentos de fração areia para as regiões distais do sistema (ou seja, a transferência de areia de uma região que representa uma plataforma para uma região mais abaixo, ao pé do taludo ou mais distante). Trabalhos exaustivos foram desenvolvidos no NECOD, por mais de oito anos, tentando construir canyons, provocar processos de erosão na plataforma e transferir areia, mas algo aparentemente estava faltando. O problema poderia ser (a) a escala de simulação, que não conseguia reproduzir escoamentos suficientemente turbulentos para causar erosão e formação de canyons; ou (b) a falta do acoplamento de algum outro processo, que, atuando juntamente com as correntes de densidade, pudesse viabilizar a geração de canyons. Foi pensando nisso que surgiu esta proposta de trabalho: testar a hipótese do acoplamento entre o fluxo de água subterrânea oriundo de um sistema aquífero e a atuação de correntes de densidade, para provar que ambos os processos funcionam juntos e essa poderia ser uma das origens de formação de canyons.

Mas por que usar o fluxo de água subterrâneo oriundo de um sistema aquífero para tentar simular a formação de canyons? A resposta a essa pergunta é fundamentada nas próprias teorias sobre a origem dos canyons. Uma das hipóteses mais antigas e mais aceitas é a de que os canyons todos surgiram em uma mesma época, há milhões de anos, por ocasião do rebaixamento do nível do mar em períodos de glaciação (Daly, 1936; Shepard, 1936). Existem estimativas de que, em alguns lugares do mundo, o nível tenha baixado mais de cem metros.

Obviamente, esse rebaixamento foi muito lento e não foi a causa direta da formação dos canyons. Entretanto, partindo-se da premissa de que existe água dentro de todos os depósitos de sedimentos arenosos encontrados no mar, e admitindo-se que essa água estava sujeita à ação de uma pressão e um gradiente hidráulico quando foi aprisionada dentro destes depósitos, e que, depois, quando o nível do mar baixou, ocorreu uma despressurização, é bem possível supor que, em muitos desses depósitos, a troca de gradiente hidráulico tenha favorecido a ocorrência de erosão. Justamente essa troca de pressão externa, gerada pela queda do nível do mar, poderia ser o gatilho que tornaria possível e provável o afloramento de água em diferentes pontos dos taludes no fundo do mar, gerando assim pontos de erosão e a formação de caminhos preferenciais.

Mas em que locais esse afloramento de água subterrânea seria mais intenso e teria, portanto, maiores possibilidades de gerar fluxos de água mais abundantes? Esse foi outro aspecto levado em conta no delineamento experimental desta pesquisa. As regiões de borda de plataforma são ricas em areias intercaladas com camadas de lama, portanto perfeitos aquíferos, sendo precisamente essas as áreas com maior probabilidade de geração de fluxos de surgência. Essas camadas estão também muito relacionadas a colapsos de talude, bastante observados em mapas de seção sísmica em muitos lugares do mundo. Ou seja, a maioria dos colapsos tem localização próxima a essas camadas de areia intercaladas com camadas de lama. Possivelmente, esses colapsos estão relacionados ao volume de água aprisionado dentro das rochas, de tal modo que, quando a pressão interna ultrapassa o limite de estabilidade, seguem-se a quebra e escorregamentos.

A contribuição inovadora deste trabalho reside em testar o efeito do aumento de pressão dentro do depósito e da geração de um fluxo que simula um aquífero aflorando no talude concomitantemente à atuação de correntes de densidade. As correntes de densidade, segundo teorias aceitas acerca da origem dos canyons, atuam a todo momento no processo de formação destes, quer sejam as correntes produzidas pelo aporte fluvial, quer sejam as geradas por ondas de tempestade mais intensas. Os dois processos – fluxo de aquífero e correntes de densidade – foram testados isoladamente, possibilitando identificar o que cada um deles é ou não capaz de produzir.

Através da extrapolação dos resultados obtidos experimentalmente, é possível ter uma ideia da ordem de grandeza que os processos deveriam ter na natureza e, também, identificar quais condições seriam necessárias no ambiente para que se tivessem causa e efeito semelhantes. A possibilidade de comparação com análogos naturais é a principal e mais importante aplicação que se pode obter com os dados obtidos experimentalmente, pois, caso

isso não seja possível, tais dados deixam de ter utilidade específica, tornando-se apenas volume para banco de dados.

### **3. PROPOSTA DE TESE**

#### **3.1. Contexto e motivação**

Os processos de escorregamentos e deslizamentos que ocorrem nos taludes do fundo do mar são foco desta pesquisa, por serem um mecanismo que pode estar associado aos processos de formação de canyons. Busca-se entender como ocorre o início desses fluxos na região do talude, ou seja, a desestabilização e a origem do movimento das partículas e posterior transferência para o fundo do mar.

Entretanto, a busca não pára nesse ponto. Algumas das grandes questões a serem respondidas são:

- Como os sedimentos, que estão na borda da plataforma, desprendem-se e avançam na direção das águas profundas?
- O material sedimentar que fica depositado nessa região pertence, em especial, à fração areia?
- Que frações granulométricas teriam maior predisposição para entrar em movimento?
- A presença de material fino (silte e argila) acarreta alterações no transporte dos sedimentos?
- A declividade do talude influencia no início do processo de desestabilização e escorregamento?

As perguntas que surgem estão diretamente relacionadas com as dúvidas existentes sobre quais mecanismos provocariam essa transferência dos sedimentos da plataforma para o fundo do mar e sobre a qualidade do material que entra em movimento. A declividade do talude e a topografia podem ser os fatores responsáveis pela formação de caminhos preferenciais para o escoamento. Após a formação desses caminhos preferenciais, poderá então ocorrer uma canalização do fluxo e, conseqüentemente, haver a transferência de areias para as partes mais distais e profundas do mar.

Porém, nesse contexto, qual seria o comportamento do fluxo de água confinado no interior de uma massa depositada na região da borda da plataforma, especialmente se houvesse no seu interior camadas intercaladas de material de granulometria grossa e fina? O caminho disponível para esse fluxo poderia ser a interface entre as camadas e, logo em seguida, aflorar na face externa da borda da plataforma, na forma de um processo de surgência, possibilitando talvez, assim, a desestabilização do talude.

O processo de surgência sob foco irá então ocorrer em pontos onde o fluxo confinado aflora, e deverá ainda possuir energia suficiente para destacar ou desagregar e transportar partículas sólidas (PARKER e HIGGINS, 1990). Sendo assim:

- Que velocidade do fluxo de surgência teria a competência para causar a desestabilização do talude e em quais condições?
- Quais são as relações vazão/declividade/tamanho de grão que possibilitam a desestabilização do talude?
- A surgência tem capacidade para gerar desestabilização a ponto de criar uma corrente de densidade que, atuando a longo prazo, poderia gerar caminhos preferenciais e canyons?

Após a desestabilização da borda da plataforma, o passo seguinte seria a criação das condições, mediante a formação de caminhos preferenciais, tais como sulcos e canyons, para que esse material arenoso possa ser transportado para águas profundas, percorrendo até centenas de quilômetros de distância da costa.

### **3.2. Questão de pesquisa**

O presente trabalho tentará esclarecer se **a surgência é um mecanismo capaz de gerar desestabilização de talude e explicar a formação de canyons submarinos.**

### **3.3. Hipótese**

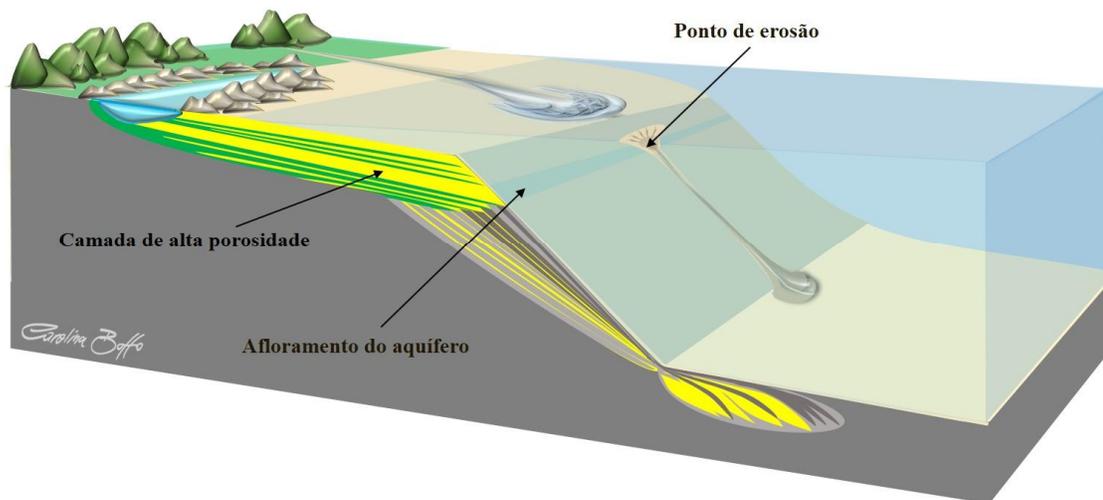
A variação do fluxo de surgência de um aquífero que aflora em uma região de um talude subaquático, em função de variações do nível do mar (gradiente hidráulico), dependendo das características do relevo, do tamanho dos sedimentos disponíveis e da velocidade do fluxo que aflora, **é capaz de provocar escorregamentos e deslizamentos de sedimentos, propiciando a formação de caminhos preferenciais, que condicionam a geração de canyons submarinos.**

### **3.4. Proposta de análise experimental**

Esta proposta de Tese foi originada após a obtenção de alguns resultados experimentais de simulação física, realizados no âmbito de projeto de pesquisa executado em parceria com o CENPES - Petrobras. Nos experimentos realizados para aquele projeto, foi testada uma única declividade de talude e não houve preocupação muito aprofundada com relação à escala de simulação. Os testes experimentais desenvolvidos para esta proposta de Tese partem do conhecimento obtido com aqueles primeiros experimentos, adicionando novos parâmetros para serem testados juntamente com a simulação do fluxo de água subterrânea de um sistema aquífero, tentando aproximar mais o ambiente criado em laboratório ao ambiente natural.

### 3.5. Objetivo principal

O objetivo deste trabalho é avaliar e modelar a relevância da atuação de um fluxo de água subterrânea de um sistema aquífero e da atuação de correntes de densidade na geração de mecanismos capazes de desencadear desestabilização e erosão de um talude subaquático (Figura 1), visando aumentar o conhecimento acerca da origem de formação de canyons.



**Figura 1: Bloco diagrama ilustrando uma região de talude submarino onde existe uma região de afloramento de aquífero. (Inspirado em trabalho de VIANA, A. *et al.*, 2007.)**

### 3.6. Objetivos específicos

Para que se consiga verificar se a surgência é o mecanismo responsável pela criação de canyons no fundo do mar, é necessário alcançar alguns objetivos específicos, que permitirão identificar em que circunstâncias a surgência pode dar origem à formação de canyons, tais como:

- ✓ Verificar quais vazões de surgência são capazes de gerar escorregamentos ou canyons;
- ✓ Verificar se a surgência consegue gerar correntes de densidade;
- ✓ Testar o efeito de simular, concomitantemente com a surgência, o rebaixamento do nível de base do tanque, tentando reproduzir um rebaixamento do nível do mar em ambiente natural (chamado pelos geólogos de *FSST – falling stage systems tract*);
- ✓ Verificar se o gradiente de declividade do talude influencia na ocorrência de escorregamentos e na formação de canyons;
- ✓ Identificar a distribuição do tamanho de grãos que são capazes de ser transportados no processo de formação dos canyons;
- ✓ Identificar os mecanismos de formação dos canyons através da simulação física.

## 4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 4.1. Os canyons submarinos

#### 4.1.1. *Origem dos canyons*

Há várias teorias sobre a origem dos canyons. Uma das mais antigas foi a proposta pelo geólogo canadense Reginald Daly, em trabalho publicado em 1936. Através de análises e interpretações de informações obtidas por levantamento do fundo oceânico, mediante o uso de técnicas de SONAR, pesquisadores conseguiram identificar que o fundo do mar, em diferentes locais do mundo, é formado por uma encosta recortada por um grande número de vales profundos, que conectam a região da plataforma continental com as regiões mais profundas do mar, junto ao pé do talude continental (DALY, 1936; SHEPARD, 1936; KUENEN, 1953; BANG, 1968).

Algumas generalizações a respeito da teoria de origem dos canyons foram feitas por Daly (1936), sendo grande parte delas aceita até os dias atuais. Daly e pesquisadores de sua geração, através de observações e mapeamentos feitos no fundo do mar, associaram a formação dos canyons ao rebaixamento do nível do mar que ocorreu durante a era glacial do Pleistoceno, durante a qual a ação de ondas e de marés auxiliou no processo de movimentação da lama e da areia expostas pelo rebaixamento. O material mantido em suspensão (lama) causava a formação de correntes (correntes de densidade), que desciam pelas encostas até o fundo do mar. As correntes, ao atingirem maiores densidades (pela incorporação do material que estava presente na encosta), possuíam a capacidade de escavar caminhos, iniciando assim a formação dos canyons. Não há registros que permitam determinar qual seria o contraste de densidades entre a água clara do mar e a da corrente de densidade formada pela presença de sedimentos em suspensão. Não se tem certeza, mas é muito provável que, durante a era glacial, a densidade dos oceanos tenha aumentado, em função da redução da quantidade de água. Em consequência, as correntes possivelmente possuíam mais energia, pelo ganho de massa.

Algumas plataformas continentais, dentro da isóbata de 100 metros, são interrompidas por sulcos relativamente rasos, cujas seções transversais não atingem profundidades superiores a 100 metros, e que foram claramente formados por processos erosivos fluviais durante a última era glacial do Pleistoceno (DALY, 1936). Nesse período geológico, houve um rebaixamento do nível do mar em todo o globo terrestre, com variação de nível provável entre 75 e mais de 100 metros, de forma que os rios avançaram pela plataforma e causaram erosão na região do talude continental. Em profundidades maiores, entre 500 e 1200 metros ou mais, abaixo da superfície adjacente dos taludes continentais, existem canyons em

profundidades de 1000 a 3000 metros abaixo do nível do mar, cuja teoria de formação seria a mesma dos canyons rasos localizados dentro da isóbata de 100 metros, citados anteriormente (DALY, 1936).

Em locais onde existiam rios, o rebaixamento do nível do mar no Pleistoceno e o transporte de água juntamente com sedimentos foi o mecanismo responsável por desencadear a formação das correntes de densidade. Associado aos rios, um grande número de canyons foi escavado plataforma adentro, como prolongamentos axiais do sistema fluvial ativo, tais como: Mississippi, Fraser, Ganges e Níger, os quais, atualmente, estão construindo deltas. Por outro lado, nenhum delta importante acompanha o canyon Hudson presente próximo à cidade de Nova Iorque (DALY, 1936), de modo que esse canyon possivelmente teve uma história de surgimento diferente dos demais. Em alguns locais – como, por exemplo, no canyon do Congo –, a movimentação de correntes de fundo dá-se ao longo do eixo da calha do canyon.

Morfologicamente, os canyons são canais relativamente retos, como se a encosta tivesse sido cortada. Alguns deles ainda apresentam ramificações em sua extremidade superior, de forma análoga a um padrão dendrítico fluvial (DALY, 1936). Pelos dados de mapeamento, alguns canyons alargam em sua extremidade final, em direção ao fundo do mar. As inclinações longitudinais das partes mais profundas dos canyons variam entre 1:100 e 1:10 e são contínuas em direção ao oceano (DALY, 1936). Em alguns casos, o fundo do canyon é um pouco irregular, ondulado, como se recentemente houvesse sido carregado com restos de detritos oriundos de deslizamentos e desmoronamentos de suas paredes. Os topos das paredes dos canyons são íngremes, com declividades que variam entre 20° e 45° (DALY, 1936; SHEPARD, 1936).

Em diversas regiões do mundo onde as plataformas continentais são estreitas e a região de costa possui um relevo bastante acentuado, é possível que a cabeceira de canyons próximos seja bastante semelhante topograficamente, como é o caso da costa norte do Moloka'i no Hawaii, do canyon Nazaré em Portugal e ao longo da costa no Sri Lanka. Em alguns outros lugares, os canyons adentram na desembocadura de rios, como o que ocorre na costa oeste da Córsega (KUENEN P., 1953) e no estuário de Congo. Já em regiões costeiras relativamente retilíneas, como é o caso de boa parte da costa brasileira, as cabeceiras de canyons não apresentam relação clara de semelhança com o relevo costeiro. Nas plataformas mais largas, os canyons estão a grandes distâncias da costa, o que torna praticamente impossível encontrar alguma semelhança entre a geometria do canyon e o relevo costeiro (DALY, 1936).

Um grande número de outros canyons não apresenta relação topográfica direta com rios existentes atualmente, como é, por exemplo, o caso do “Georges Bank”. A falta de ligação do Georges Bank com um grande rio é comprovada também pelo estreito espaçamento entre

os vales do Georges Bank, o que também pode ser encontrado em outras regiões (DALY, 1936).

Devido a importância do trabalho de Daly, muitos outros trabalhos acerca da origem dos canyons submarinos foram publicados também por Francis Parker Shepard, um sedimentologista americano (SHEPARD, F., 1936 e 1972; SHEPARD & MARSHALL, 1973). Segundo Shepard, muitos cientistas generalizaram a expressão canyons para todos os tipos de vales presentes no fundo do mar, mas, ressalta, alguns possuem origens de formação diferentes dos grandes canyons, cujas paredes são constituídas em rochas e cortam as encostas íngremes dos taludes continentais em todo o mundo. Canyons como o Great Bahama possuem grandes paredes verticais, com milhares de metros, chegando a atingir profundidade de até 4300 metros (ANDREWS, 1970), certamente um dos maiores do mundo, maior até que o Grand Canyon, localizado na costa leste do Estados Unidos (SHEPARD, 1972). Os verdadeiros canyons foram cortados em rochas compostas de diferentes minerais tais como granitos (Monterey, California e Baja California) e quartzo (Trincomalee Bay e Ceylon) e outros em depósitos de folhelhos, que são rochas mais facilmente erodíveis (SHEPARD, 1972).

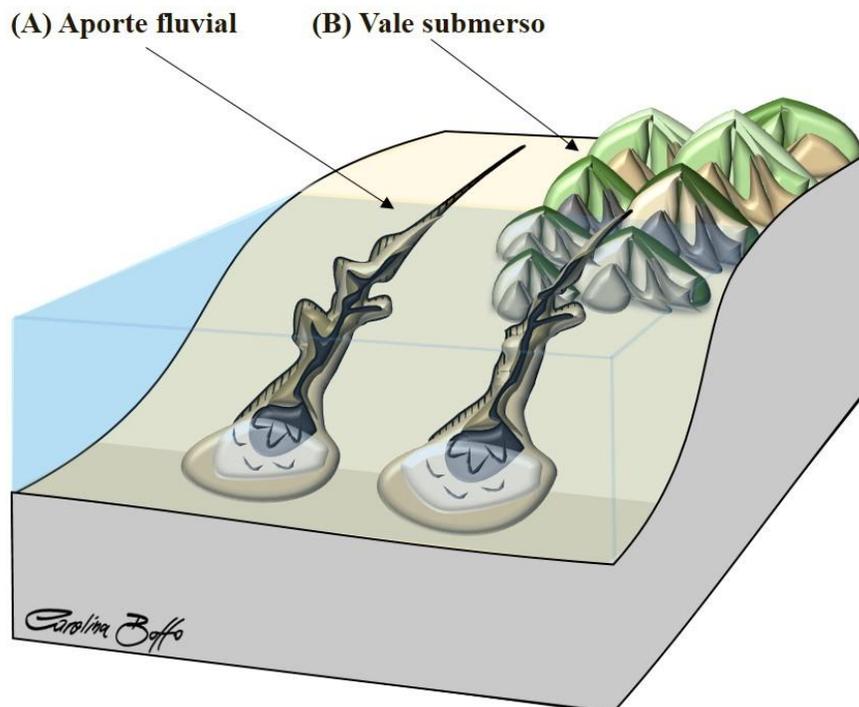
Ainda segundo Shepard (1972), as teorias sobre as origens de canyons submarinos, até meados da década de 70, eram bastante controversas, pois, enquanto alguns canyons pareciam estar afundando (fato que explicaria a existência deles em grandes profundidades), outros pareciam estar submergindo, pois havia diferenças entre as cotas de início de formação. Nos dias atuais, as teorias de tectônica de placas explicam por que existem essas diferenças de cotas, pois, de fato, algumas placas estão subindo por processos de soerguimento e colisão, enquanto que outras estão afundando por processo de afastamento (CATUNEANO, 2006), classificando as margens continentais em ativas e passivas (PRATSON *et al*, 2007) e a sua atividade dependendo de variações de taxas de aporte de sedimentos e processos oceanográficos (PUIG *et al*, 2014).

Pelas teorias da época de Daly e Shepard, a variação eustática do nível do mar, quando ocorreu o rebaixamento do nível durante a última glaciação, fez com que o mar descesse entre 75 e até mais de 100 metros, aproximadamente, o que acarretaria a formação dos canyons com suas cabeceiras entre estas cotas (HAQ, *et al*, 1987; HAQ, 2014). De fato, no início das descobertas sobre o fundo do mar, época de Daly e Shepard, o entendimento do processo de formação dos canyons tornava-se mais simples, aceitando-se que todos foram gerados quase simultaneamente, durante o rebaixamento do nível na era glacial do Pleistoceno (Daly, 1936; Shepard, 1936).

Os primeiros modelos de tratamento de dados estratigráficos também produzem suas interpretações dos processos erosivos e deposicionais que ocorreram no fundo do mar com base em variações eustáticas do nível do mar (VAIL et al., 1977; PAYTON et al., 1988). Modelos estratigráficos atuais conseguem compreender que mesmo em um sistema de mar alto, como o nível do mar atual, algumas regiões com processos tectônicos locais, tais como os que ocorrem na costa da Califórnia (COVAULT et al., 2007), conseguem gerar efeitos similares a um rebaixamento do nível do mar (CATUNEANO, 2006).

Outro autor que muito pesquisou sobre a origem e as geometrias dos canyons foi Kuenen. Segundo o pesquisador, existem dois extremos na classificação dos canyons: o primeiro (A) explica sua formação pela ação de correntes de turbidez que ocorreram durante o Pleistoceno de modo semelhante ao proposto na teoria de Daly, o segundo (B) tipo que se tratam de vales submersos, sendo modificados apenas por processos submarinos (KUENEN P., 1953) (Figura 2).

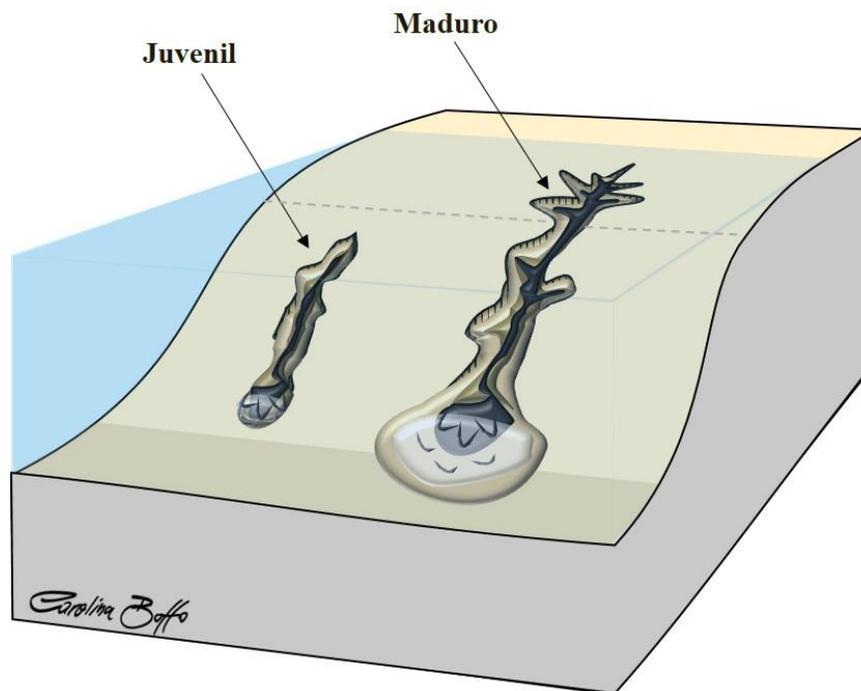
Um exemplo para o primeiro tipo de canyons é New England, na costa leste dos Estados Unidos. Os vales da Córsega seriam exemplos de canyons formados a partir de vales submersos, e são encontrados em torno da maioria das ilhas.



**Figura 2: Bloco diagrama ilustrando os tipos de formação de canyons: (A) canyons escavados por correntes de turbidez em nível de mar baixo; (B) vales submersos. (Figura modificada de KUENEN P., 1953).**

Alguns anos mais tarde, foi publicado um trabalho descrevendo os processos que se acreditava estarem envolvidos na formação dos canyons (ANDREWS & HURLEY, 1978). As informações foram obtidas através da interpretação de sísmica de um canyon localizado na região de Barcelona, na costa da Espanha. Pela interpretação dos autores, foram identificados processos de erosão gerados pela passagem de correntes de turbidez, zonas de encostas nas laterais dos canyons que evidenciavam a existência de escorregamentos e, também, a construção de margens nas laterais dos canais.

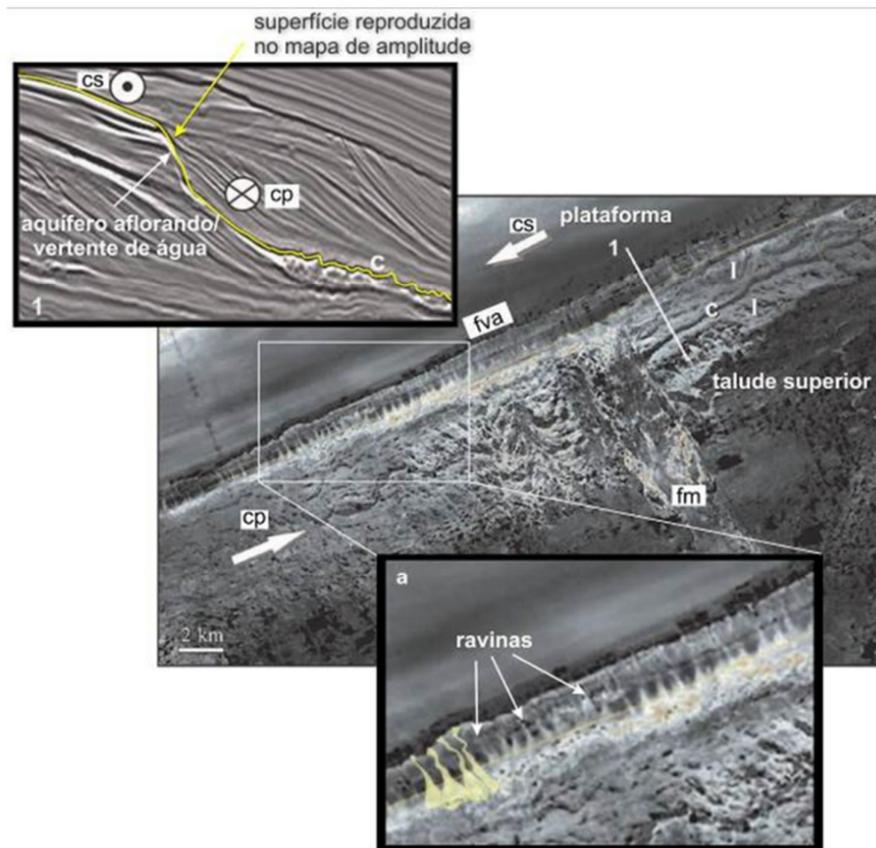
Em estudo realizado no litoral da África do Sul, em KwaZulu-Natal, entre as latitudes 27.27° S e 27.96° S, os pesquisadores Ramsay e Miller (2006) buscaram encontrar padrões evolutivos de alguns canyons submarinos, tais como: cota de surgimento, cota máxima atingida, largura de cabeceira, comprimento axial, gradiente de declividade, entre outros. Os autores separam pelo menos dois tipos principais, quais sejam, os canyons que são incipientes (apresentam aspecto jovem) e aqueles com características de canyon maduro. Esse tipo de distinção baseia-se na largura, no tipo das paredes (vale inciso ou não) e na ligação do cânion com a plataforma continental ou sua localização em águas profundas. Os canyons incipientes são rasos, praticamente pequenas depressões no fundo do mar (FARRE, MCGREGOR *et al.*, 1983), enquanto os canyons maduros possuem ligação com a borda da plataforma e atingem grandes profundidades de calha, chegando a mais de 300 m, próximo a sua base, na planície abissal (Figura 3).



**Figura 3: Bloco diagrama ilustrando a diferença morfológica entre os canyons juvenil e maduro. A linha pontilhada ilustra a posição da região de quebra da plataforma continental.**

Não existe uma ordem clara que explique a evolução de um canyon jovem para um canyon maduro. Os mecanismos que possibilitam essa transição não são muito bem compreendidos. Os trabalhos conduzidos por Bang (1968) mostram que o processo de surgência pode ser um dos responsáveis por fluidizar os sedimentos, criando um ambiente propício para que as paredes do canyon tornem-se instáveis e possam colapsar. Além disso, o autor sugere a presença de planos de falhas, que criariam zonas de fragilidade onde o processo erosivo teria o seu início.

Nos casos estudados na costa brasileira, alguns levantamentos realizados na Bacia de Campos indicam que a instabilidade do declive pode estar relacionada à presença de fortes correntes submarinas (contornitos), capazes de provocar erosão e desestabilizar a borda da plataforma (VIANA, A. & ALMEIDA, 2002; VIANA, A. *et al.*, 2007). O processo erosivo tem capacidade de transportar sedimentos para a bacia, via fluxo de massa, por exemplo (Figura 4). Os autores sugerem que o processo erosivo pela migração da corrente de contorno foi capaz de expor o aquífero, aumentando assim a área de afloramento de água e gerando uma erosão por surgência. Desta forma, um fluxo contínuo e de baixa vazão conseguiu mobilizar e transferir sedimentos do talude para as partes mais baixas do declive.



**Figura 4:** Mapa de amplitude sísmica com feições em destaque: (c) canais sinuosos; (fva) frente de vertente de água; (fm) fluxo de massa; (cs) corrente superficial; e (cp) corrente profunda. (Adaptado de VIANA, A. *et al.*, 2007).

#### **4.1.2. Localização dos canyons submarinos**

A grande maioria dos canyons submarinos possui sua cabeceira entre as cotas 50 e 200 abaixo do nível atual do mar (DALY, 1936), a qual se constitui na porção inicial dos canyons e, geralmente, corresponde à profundidade onde ocorre a quebra da plataforma e tem início o talude. Na parte mais distal, os canyons podem atingir regiões bastante distantes, alcançando até o assoalho dos oceanos, cujas cotas podem chegar a mais de 5000 metros abaixo do nível atual do mar (SHEPARD & EMERY, 1973).

A distância da cabeceira dos canyons com relação à atual linha de costa está diretamente relacionada ao comprimento da plataforma, o qual, a seu turno, depende de vários fatores (CATUNEANO, 2006; SØMMER, T. *et al.*, 2009). De forma simplificada, existem dois tipos de margens: margens passivas (exogenéticas) e margens ativas (endogenéticas), um trabalho bastante completo contendo as relações entre os tipos de margens e as ocorrências dos canyons, bem como demais características morfológicas deles foi publicado por Harris & Whiteway (2011) e Harris *et al.* (2014).

Margens passivas em sua grande maioria apresentam plataformas extensas, sendo associadas a recarga de sedimentos via aporte fluvial ou processo erosivo costeiro. Estas margens possuem comprimento médio de cerca de 73 km, mas podendo atingir comprimentos maiores que 350 km, como no caso da Atlântico Norte (HARRIS *et al.*, 2014). O crescimento em extensão é geralmente relacionado à produção de sedimentos ou preenchimento, através de processos deposicionais, em ritmo mais acelerado que a taxa de acomodação. Ocorrem na costa leste dos continentes americanos, em grande parte da costa oeste do continente africano e na Oceania.

Margens ativas, por sua vez, apresentam geralmente plataformas curtas, ocorrendo em linhas de costa que sofrem maior influência tectônica - nesse caso, ocorre uma acomodação acelerada. O comprimento médio das margens ativas é de cerca de 31 km, sendo uma margem mínima de cerca de 11km de comprimento encontrada no Mediterrâneo (HARRIS *et al.*, 2014). Plataformas curtas também podem ocorrer em regiões de baixa produção de sedimentos ou que não tenham um aporte fluvial efetivo, ou em regiões que sofram uma maior atividade erosiva por correntes de oceânicas.

#### **4.1.3. Importância dos canyons**

Durante a década de 70, época da publicação dos referidos trabalhos de Shepard, os pesquisadores sabiam da ocorrência de instabilidades na cabeceira dos canyons. Seu preenchimento com areia era constante e, em intervalos de tempo, ocorria uma movimentação que causava o transporte desses sedimentos canyon abaixo. A frequência dos eventos e a

magnitude variavam, mas sempre ocorriam de forma periódica. Tempestades maiores possibilitavam a transferência de maior quantidade de sedimentos, bem como o transporte de rochas.

Em um dos canyons monitorados naquela época, o canyon La Jolla, ocorreu um evento que arrastou equipamentos que haviam sido instalados para medição da velocidade dos fluxos de corrente (SHEPARD & MARSHALL, 1973). Tal evento foi associado à incidência de fortes ventos e mar agitado, que causaram desestabilização e colapso de bancos de areia localizados na cabeceira do canyon, originando movimentação de grandes quantidades de sedimentos e a formação de uma corrente de densidade mais intensa.

Através de observações feitas durante vários meses na cabeceira do La Jolla, na Califórnia, foram identificadas grandes mudanças na garganta do canyon (SHEPARD, F., 1972). A mais significativa, no entanto, foi a remoção de uma série de grandes blocos, chamados pelo autor de “barragem”, que haviam sido depositados pela desestabilização de paredes. Através de análises de testemunhos coletados ao longo do canyon, foi observada a existência de bandas de areias e lamas, intercaladas com cascalhos, fragmentos de rochas (debris) e conchas, bem como fósseis de animais de águas rasas. Essas evidências demonstram uma grande atividade de transporte de material pela encosta. Ao final do canyon, na base do talude, foi detectada a formação de depósitos chamados de leques (fans). Estes são cortados por vales, denominados de vales de leque (fan-valleys), cujas paredes são ainda consideravelmente íngremes. A forma do leque de deposição assemelha-se muito aos depósitos formados por rios e córregos nos pés de montanhas, mas com espessuras maiores de sedimentos depositados no leque.

Na mesma época, pesquisadores estudaram a movimentação de correntes dentro de alguns canyons existentes na costa oeste dos Estados Unidos (SHEPARD, F. *et al.*, 1974). Os canyons monitorados foram: La Jolla, Redondo, Santa Cruz, Carmel, Hueneme e Monterey. Para tanto, foram instalados medidores de velocidade e, durante um período de mar calmo e baixa velocidade de vento, foram registradas as velocidades de correntes que passaram por dentro do canyon. Os valores medidos mostraram que existem correntes que descem o canyon e correntes que sobem, com intervalos de alternância que variaram entre poucos minutos a até 12 horas, indicando que estavam sofrendo influência de ciclos de maré. Em um evento de tempestade, os equipamentos que estavam instalados dentro de um dos canyons foram arrancados e perdidos, dando indícios de que por ali passou alguma corrente com grande energia.

Através de expedições realizadas com submarino para duas pessoas, desenvolvido por Jacques-Yves Cousteau, foram feitas observações dentro dos canyons Scripps e La Jolla e

seus canais South Branch, Sumner Branch e North Branch, possibilitando uma avaliação mais detalhada das calhas (SHEPARD, F. *et al.*, 1964). Tal submarino possuía uma pinça, que era utilizada para coletar amostras de rocha e sedimentos durante as expedições. Além da coleta de amostras de sedimentos e rochas, a observação e o registro de imagens do interior dos canyons permitiram um melhor conhecimento de sua conformação, pois o que se possuía até então eram apenas levantamentos batimétricos e informações obtidas por mergulhadores a profundidades de pouco mais de 50 metros, nas regiões de cabeceira dos canyons.

Nos dias de expedições, também foi notada a presença de movimentação de correntes dentro dos canyons. As velocidades dos fluxos medidas eram da ordem de 10 cm/s nas regiões de menor gradiente, e atingiam valores da ordem de até 30 cm/s onde o gradiente era maior. Essa determinação de velocidades foi feita visualmente, pela observação de movimentação de restos de matéria orgânica e sedimentos. A direção predominante do fluxo era descendo o canyon, mas o movimento contrário, de subida do canyon, também foi observado e, aparentemente, ocorria de forma cíclica, com frequência semelhante à da oscilação das ondas da costa.

Através da observação das paredes dos canyons, os pesquisadores constataram que a parte mais alta é constituída por rochas areníticas com grandes rugosidades e irregularidades na superfície, além de uma grande quantidade de cracas e vegetação a elas aderidas. A parte mais baixa, próxima ao fundo do canyon, apresenta a superfície das rochas mais limpas e polidas (arredondadas), o que dá indícios da passagem de fluxos constantes e que fazem a “limpeza da superfície”. Possivelmente os fluxos que causavam esse polimento das paredes próximas ao fundo das calhas eram gerados pelos colapsos dos bancos de areia das cabeceiras. Estes seriam mais intensos e capazes de transportar também areias e sedimentos maiores, com um maior potencial erosivo.

Com relação ao fundo das calhas dos canyons, os pesquisadores observaram que boa parte dele era preenchida por sedimentos de fração areia e de origem micácea. Os depósitos formavam extensas ondulações (*ripples*) com altura de aproximadamente 2 cm e comprimento de onda de 12 cm. No topo das ondulações, existia um sedimento escuro, de origem orgânica, e flocos de mica, que nitidamente eram transportados em direção ao fundo do mar. No entanto, o sedimento arenoso aparentemente não era movimentado pelas correntes que por ali passavam no momento.

Os monitoramentos de canyons tornaram-se mais intensos na costa oeste dos Estados Unidos. Atualmente existem vários locais onde são realizados monitoramentos da ocorrência de correntes de densidade (MULLENBACH, B., & NITTROUER, C., 2000; PAULL *et al.*, 2003 e 2011; NOBLE, 2009; XU *et al.*, 2004, 2014<sup>a</sup> e 2014<sup>b</sup>; XU, 2010 e 2011; SYMONS *et*

*al.*, 2017). Dentre os canyons monitorados, o Monterey é um dos mais instrumentados, possuindo em sua calha algumas seções com instrumentos instalados e que fazem registro diário de velocidades de correntes, concentrações de sedimentos, variações de nível de mar, pressão, salinidade. Também são monitorados, além das correntes, os depósitos e zonas de erosão em diferentes pontos do canyon Monterey e regiões próximas, o que permite que se consiga estabelecer, de certa forma, a dinâmica de movimentação desses sedimentos (SMITH *et al.*, 2005; PAULL *et al.*, 2010 e 2011).

Essas movimentações e transferências de areia da borda dos canyons geram a formação de correntes de turbidez, que, por sua vez, são as responsáveis por transferir um grande volume de sedimentos para o fundo do mar, dando origem aos depósitos de turbiditos. Os turbiditos que se depositaram há milhões de anos são, atualmente, as matrizes de rochas-reservatório que armazenam petróleo no fundo do mar, e, portanto, apresentam um grande interesse econômico. As correntes de densidade são consideradas como o principal mecanismo de transporte e deposição de sedimentos no fundo do mar (MEIBURG & KNELLER, 2010) e são alvo de pesquisa principalmente devido a sua importância econômica para a exploração de petróleo.

## **4.2. As correntes de densidade**

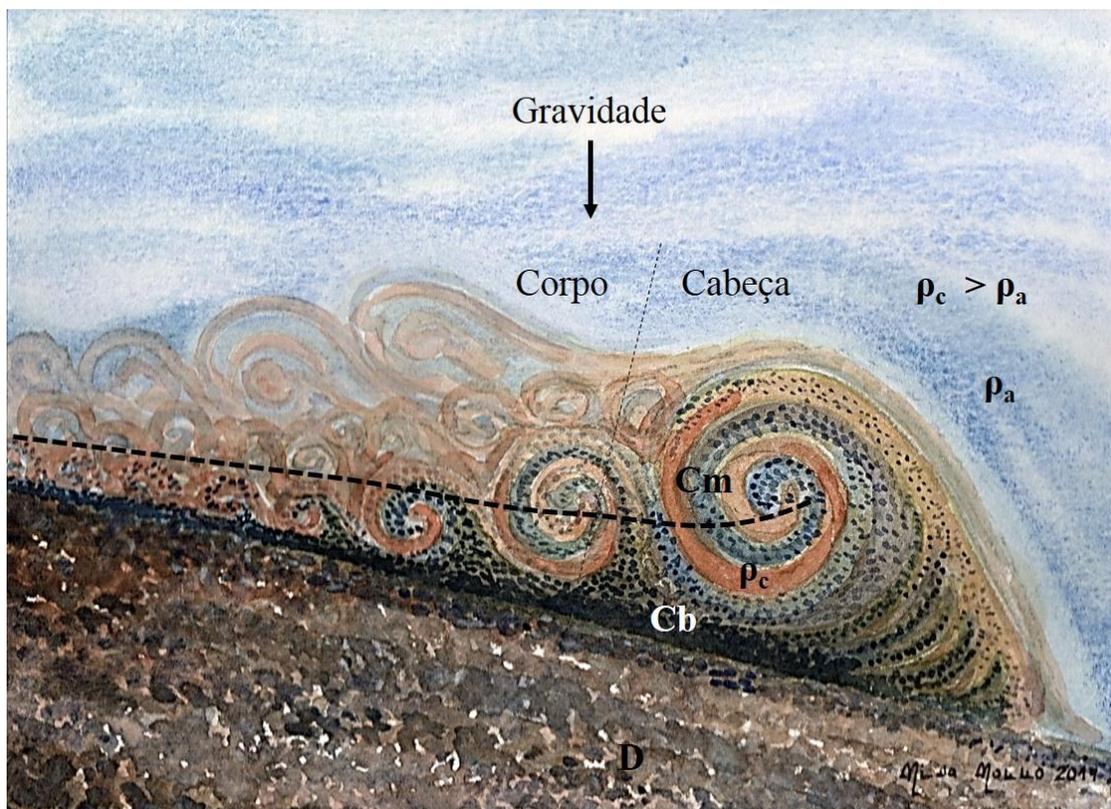
### **4.2.1. O que são correntes de densidade?**

Correntes de densidade, como o próprio nome já diz, são movimentações entre fluidos, cujas forças motrizes são a atuação da gravidade e a diferença de densidade entre eles (Figura 5). A diferença de densidade entre os fluidos pode ser dada por diferença de temperatura (movimentações de massas de ar atmosféricas e correntes marinhas); pela quantidade de soluto dissolvido (cunha salina em estuários); pela presença de partículas sólidas em suspensão (desembocadura de rios). As correntes de densidade estão presentes em muitos fenômenos naturais, tais como: avalanches, dispersão de poluentes e resíduos industriais, fluxos de lama e rocha liquefeita, entre outros (SIMPSON, 1997).

O primeiro registro de uma corrente de densidade de que se tem notícia data do ano de 1929, quando um grande escorregamento de sedimentos ocorreu no Grand Banks após um abalo sísmico. Com o escorregamento, uma grande corrente de densidade, com dezenas de metros de espessura (estima-se que chegou a mais de 40 m) e com velocidades superiores a 50 km/h, transportou um volume superior a 100 km<sup>3</sup> de sedimentos para o fundo do mar. A distância percorrida pela corrente atingiu centenas de quilômetros na parte plana da planície abissal. O registro do fenômeno e a determinação de sua magnitude foram possíveis devido

às rupturas de cabos de comunicação. Após esse caso, muitos trabalhos foram e ainda são publicados acerca do tema.

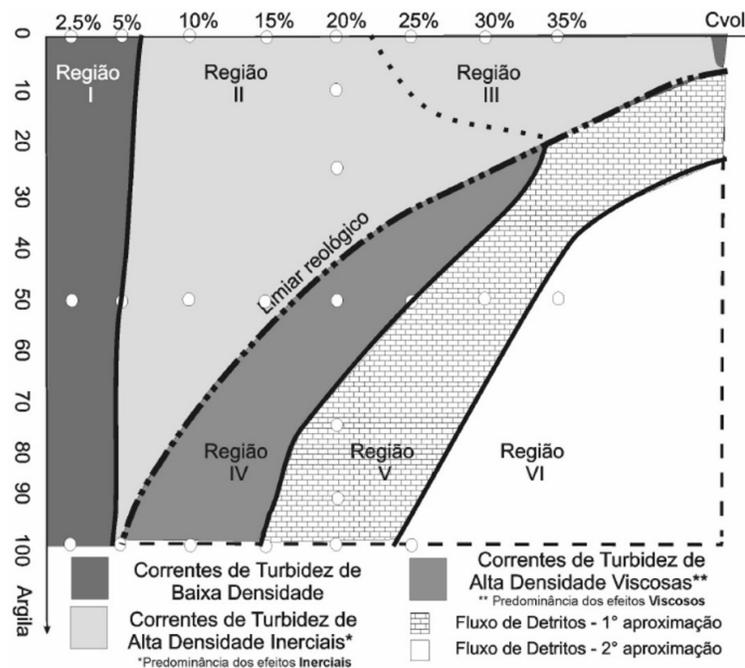
Trabalhos que discutem nomenclaturas para os processos de formação de canyons e depósitos (SHEPARD, F., 1936, 1963; HEEZEN, 1952; KUENEN, P., 1953, VANNESTE *et al.*, 2014), que relacionam mecanismos de transporte aos padrões de deposição, (KUENEN, P., 1967; MIDDLETON, G., & HAMPTON, M., 1976; CANALS *et al.*, 2004) gerados pelos diferentes tipos de correntes de densidade (SHEPARD & MARSHALL, 1973; SHEPARD, F. *et al.*, 1964, 1974; SHEPARD, MARSHALL, & MCLOUGHLIN, 1974; ELVERHOI, 2010), e até mesmo coletar e analisar dados de correntes medidas no ambiente (LOCAT, 2001; LEE, H., 2009; URLAUB, TALLING, & MASSON, 2013) ou produzir os dados através de simulação física (KUENEN, P., 1966; SIMPSON, 1997) e analiticamente (ZENG & LOWE, 1997), já foram publicados por diversos autores, sempre buscando aumentar o conhecimento sobre o ambiente de sedimentação marinho.



**Figura 5: Diagrama de uma corrente de turbidez mostrando a sua anatomia, que é caracterizada por uma região frontal denominada de cabeça, seguida de um corpo. A corrente de densidade possui uma região mais diluída no topo, denominada de camada de mistura (Cm) e mais concentrada na camada basal (Cb). Os depósitos formados por esse tipo de fluxo (D) são denominados de turbiditos.**

#### 4.2.2. Classificação das correntes

As correntes de densidade compostas por sedimentos são caracterizadas, principalmente, em função da concentração e do tamanho das partículas que estão presentes no fluxo. As correntes com menores quantidades de sedimentos em suspensão são denominadas de correntes de turbidez e, nesse tipo de fluxo, o mecanismo de transporte dos sedimentos é dado pela turbulência. À medida que aumenta a concentração de partículas, outros mecanismos de suporte de grãos passam a ser atuantes, tais como, por exemplo, a colisão entre partículas, que faz com que mesmo partículas de maior diâmetro sejam impedidas de sedimentar. Em concentrações ainda mais elevadas, tendo a presença de argila, pode ocorrer a formação de uma matriz coesiva, o que aumenta muito a capacidade de transporte, devido ao aumento da densidade da corrente, de tal modo que até grandes blocos de rocha podem ser transportados por esse tipo de fluxo. Os fluxos de concentrações elevadas e com grandes quantidades de lama são denominados de fluxos de detritos. Um exemplo de caracterização e classificação desse tipo de fluxo foi proposto por Manica (2009) e está apresentado na figura 6.



**Figura 6: Terminologias e nomenclaturas propostas para a classificação dos fluxos. (Figura adaptada de MANICA, 2009).**

Relacionados aos tipos de correntes e suas composições, existem diferentes mecanismos de transporte dos sedimentos e, conseqüentemente, diferentes mecanismos de deposição. As classificações dos tipos de fluxos e suas variantes são alvo de grandes discussões entre grupos de pesquisa. Atualmente, um mesmo tipo de corrente, com as mesmas

características, pode possuir várias nomenclaturas, vide Mulder & Alexander (2002), Talling *et al*, 2012.

#### **4.2.3. Mecanismos de ignição**

O processo de formação de uma corrente de densidade no fundo do mar pode dar-se, de maneira geral, de três formas: via aporte fluvial (MUTTI *et al*, 1999; MULDER & ALEXANDER, 2001).– nos locais onde existem desembocaduras de sistema fluvial –; via escorregamentos e desestabilizações (MULDER & ALEXANDER, 2001) – nas encostas do talude e na quebra da plataforma continental –; e via correntes de fundo ( VIANA *et al*. 2002, 2007; REBESCO *et al*. 2008).

O aporte fluvial e as correntes de fundo ocorrem de maneira contínua e, na maior parte do tempo, apresentam baixas concentrações de sedimentos (MULDER & SIVITSKI 1995). Boa parte do material de frações mais grossas, da faixa de areias, não consegue ser transportado para dentro dos canyons através do aporte fluvial, justamente pela baixa concentração e baixa energia do fluxo. As areias ficam depositadas próximas à desembocadura dos rios e são responsáveis pela construção de deltas. Colapsos e escorregamentos de grande magnitude são geralmente associados a tempestades (PIPER & NORMARK, 2009), terremotos e tsunamis, eventos mais raros (LOCAT, 2001; HANCE, 2003), mas que possuem capacidade de mobilizar maiores quantidades de sedimentos para o fundo dos oceanos devido seu alto potencial de transporte (TALLING *et al*, 2012).

No caso específico do canyon Monterey, que é monitorado desde a época de Shepard, em meados da década de 70, a formação de correntes de densidade é atribuída a colapsos de bancos de areia que se formam na cabeceira do canyon. Os colapsos parecem estar relacionados a diversos fatores, entre eles a variação de marés, ondas de tempestade e terremotos. As correntes de densidade geradas podem durar algumas horas e já chegaram a atingir velocidades de mais de 4 m.s<sup>-1</sup> em alguns eventos (PAULL, C. *et al.*, 2003, 2010; SMITH, D. *et al.*, 2006; XU, J., 2011; XU, J. *et al.*, 2004, 2014).

#### **4.3. Desestabilização do talude**

As desestabilizações e os escorregamentos em taludes são fenômenos que podem ocorrer em meio subaéreo e subaquáticos. Os escorregamentos em meio subaéreo, como é o caso de deslizamentos de encostas devido a excesso de chuvas e terremotos, são visíveis e responsáveis por danos e prejuízos materiais que podem afetar diretamente as pessoas que vivem próximos do local de ocorrência do fenômeno. Já os escorregamentos e os deslizamentos que ocorrem em meio subaquático, principalmente os localizados em encostas

do fundo do mar, dependendo de sua magnitude, podem nem ser percebidos ou muito menos trazer algum prejuízo direto para a vida humana.

Os colapsos e escorregamentos no fundo do mar estão associados a fatores ligados a características geológicas – estratigrafia, geomorfologia e propriedades geotécnicas –; a características dos fluidos – poropressão, escape de gás –; e a características do ambiente – taxas de erosão, taxas de sedimentação, correntes, variações de maré, entre outras (LOCAT, 2001).

Os processos de transferência de sedimentos para dentro dos canyons através de escorregamento e desestabilização ainda não são muito bem compreendidos, mas são bastante estudados, sendo que uma série de canyons e regiões costeiras em todo o mundo são monitorados há muitos anos. Abaixo estão citados alguns trabalhos publicados que estudaram canyons e escorregamentos no fundo do mar em diferentes locais do mundo (Tabela 1).

Em um banco de dados bastante completo, contendo informações sobre escorregamentos e deslizamentos de 534 eventos publicados, que ocorreram em diferentes locais do mundo, foi tema de pesquisa (HANCE, 2003). Hance conseguiu obter muitas variáveis, através da análise de bibliografia publicada em periódicos, entre elas: os mecanismos de ignição dos escorregamentos, o ângulo do talude no ponto de ignição, o tipo de sedimento presente no deslizamento, a profundidade do mar.

#### ***4.3.1. Escape de fluido e surgência***

A água oriunda de aquíferos costeiros muitas vezes é a principal responsável pela manutenção do equilíbrio entre água doce e água salgada, mesmo nos casos em que a descarga fluvial não seja muito expressiva (BOKUNIEWICZ, 1980).

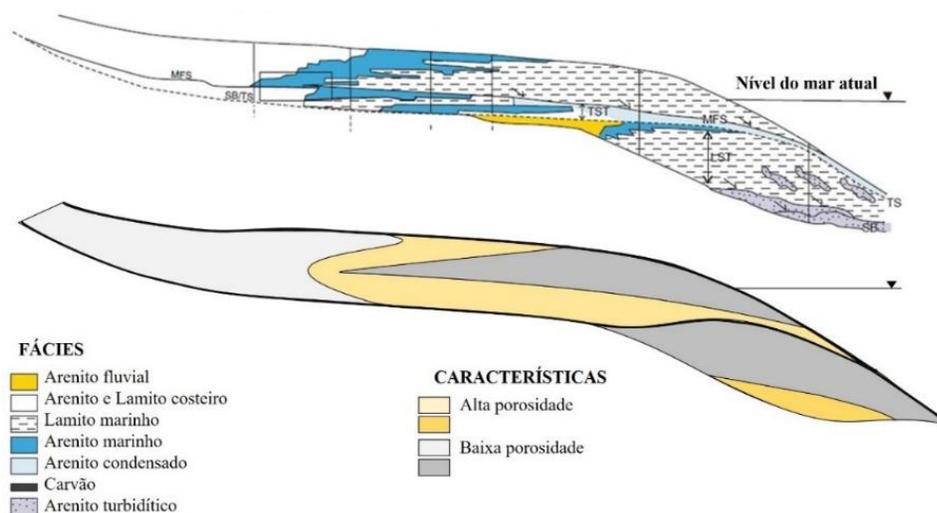
Alguns trabalhos, realizados em diferentes locais do mundo, detectaram que o processo de surgência na região de linha de costa contribui para o aumento da mobilidade de sedimentos, causando o surgimento de pontos de erosão (DUCAN, 1964; LI, L., BARRY, D. & PATTIARATCHI, C., 1997; LIU, J. *et al.*, 2013; LYNN, L. *et al.*, 1995). Para que ocorra erosão, é necessário que exista um fluxo de água. O fluxo de água subterrânea, oriundo de um sistema aquífero na região costeira irá depender de algumas variáveis, entre elas: as características do aquífero, sendo a principal delas a porosidade da rocha ou do depósito sedimentar - que é uma característica que depende dos sedimentos que constituem este meio poroso -; e a carga hidráulica disponível, que é a diferença de cota entre a altura de recarga (rio ou lago, por exemplo) e o nível de base (o mar) e demais variações que possam ocorrer dentro de um aquífero confinado ou livre. Uma breve descrição dessas variáveis será feita nos capítulos que seguem.

**Tabela 1: Relação de alguns trabalhos publicados que investigaram processos de escorregamento, deslizamento e formação dos canyons submarinos e seus respectivos locais.**

	ANO	REFERÊNCIA	LOCAL	TEMA DO ESTUDO
África	2008	GREEN	Plataforma de KwaZulu-Natal	Escorregamentos e evolução dos canyons
	2009	LEE	Costa norte da África, no Oceano Atlântico	Mapeamento e tempo de ocorrência de deslizamentos
	2011	JOBE	Costa de Guiné	Caracterização dos tipos de canyons
	2014	VANNESTE, SULTAN	Golfo de Guiné	Mapeamento de instabilidades do fundo do mar
	2013	URLAUB, TALLING, MASSON	Plataforma do Atlântico, noroeste da África	Mapeamento de deslizamentos e riscos geológicos
América do Norte	1951	ERICSON, EWING	Sudeste da costa de Nova Iorque	Estudo de topografia e formação de depósitos de areia no fundo do mar
	1964	SHEPARD, CURRAY	Costa Oeste	Monitoramento de canyons
	1972	SHEPARD	Costa Oeste	Teoria de origem da formação dos canyons
	1973	SHEPARD, MARSHALL, M'CLOUGHLIN	Costa Oeste	Investigação da ocorrência de correntes nos canyons
	1994	LARSON	Costa da Carolina do Norte	Estudo de alterações da linha de costa
	1999	WALSH, NITTROUER	Costa da Califórnia	Movimentação e fluxos de sedimentos
	2001	LOCAT	Costa Oeste	Instabilidade e movimento de massa em função de características geomorfológicas e geotécnicas.
	2009	LEE	Plataformas do Atlântico	Mapeamento e tempo de ocorrência de deslizamentos
	2013	URLAUB, TALLING, MASSON	Plataforma do Atlântico	Mapeamento de deslizamentos e riscos geológicos
América do Sul	2002	VIANA, W. ALMEIDA	Bacia de Campos	Formação de depósitos de areia por correntes de contorno
	2007	VIANA, ALMEIDA JR	Bacia de Campos	Importância econômica das correntes de contorno
	2013	URLAUB, TALLING, MASSON	Foz do Amazonas	Mapeamento de deslizamentos e riscos geológicos
Ásia	2008	CHIANG e YU	Canyon Kaoping	Ocorrência de correntes hiperpicnais
	2013	URLAUB, TALLING, MASSON	Costa da Índia	Mapeamento de deslizamentos e riscos geológicos
Europa	2004	SULTAN, COCHONAT	Costa da Noruega	Instabilidades e sua relação com o derretimento de hidratos de gás
	2004	SULTAN, COCHONAT	Mar Adriático	Instabilidades e sua relação com o derretimento de hidratos de gás
	2009	LEE	Plataformas do Atlântico	Mapeamento e tempo de ocorrência de deslizamentos
	2013	URLAUB, TALLING, MASSON	Costa da Noruega	Mapeamento de deslizamentos e riscos geológicos
	2014	VANNESTE, SULTAN	Costa da Noruega	Mapeamento de instabilidades do fundo do mar
	2004	CANALS, LASTRA	Costa da Noruega	Estudo das instabilidades
	2004	CANALS, LASTRA	Mar Adriático	Estudo das instabilidades
	2004	HAFLIDASON	Costa da Noruega	Mapeamento de Sortegga
	2013	L'HEUREUX	Costa da Noruega	Instabilidades e escorregamentos
Mediterrâneo	1978	ANDREWS, HURLEY	Costa da Espanha	Processo de formação dos canyons
	2004	SULTAN, COCHONAT	Costa da Espanha	Instabilidades e sua relação com o derretimento de hidratos de gás
	2004	CANALS, LASTRA	Costa da Espanha	Estudo das instabilidades
	2006	URGELES, LEYNAUD	Costa da Espanha	Instabilidades e escorregamentos
	2007	SULTAN, GAUDIN	Costa da França	Instabilidades e escorregamentos
	2010	LEYNAUD	Costa da França	Instabilidades e escorregamentos
	2011	VALLE, GAMBERI	Sardenia, Itália	Instabilidades e escorregamentos
	2013	URLAUB, TALLING, MASSON	Foz do Nilo	Mapeamento de deslizamentos e riscos geológicos
	2013	STOW, HERNANDEZ-MOLINA	Costa de Portugal e Espanha	Correntes de contorno e transporte de sedimentos
	2014	VANNESTE, SULTAN	Costa da Espanha	Mapeamento de instabilidades do fundo do mar

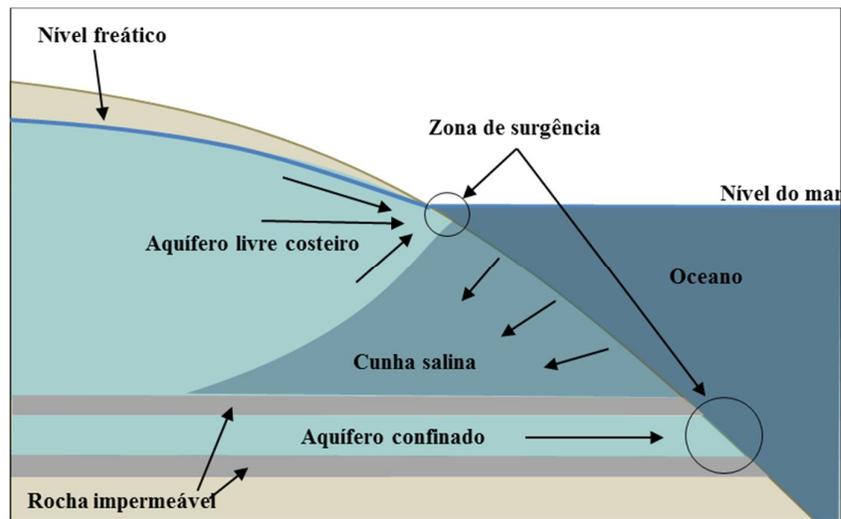
#### 4.3.2. Caracterização de aquíferos

A caracterização de um aquífero depende, em linhas gerais, da arquitetura de empilhamento das diferentes camadas de rochas (estratigrafia) e sua composição mineral (litologia) e da existência de um fluxo de água subterrâneo dentro de uma ou mais dessas camadas de rochas ou depósitos de sedimentos (área de estudo de hidrogeologia). Em se tratando de sistemas aquíferos costeiros, que são o foco deste estudo, a sua provável origem foi o empilhamento de materiais de origem fluvial e processos de erosão e deposição costeiros bem como sedimentos oriundos de atividade biológica. A disposição desses sedimentos se dá em camadas (Figura 7) e reflete alterações climáticas importantes, tais como períodos mais áridos, úmidos, quentes ou frios, geralmente dispostos em intercaladas, umas camadas com maior predominância de materiais de fração arenosos e outras com predominância de maiores concentrações de lama (CATUNEANO, 2006). As camadas arenosas, por sua estrutura e permeabilidade, correspondem às possíveis regiões de sistemas aquíferos. As camadas constituídas por lama, por ser um material bastante fino, servem para fazer o selamento e isolamento das camadas porosas de areias. A sequência de empilhamento mais comum dessas camadas, denominado de sequência estratigráfica, encontrada em grande parte das regiões costeiras, teve sua formação em função das variações locais e globais do nível do mar (eustasia). Um exemplo bastante simples de uma sequência estratigráfica costeira está apresentado na figura abaixo, onde estão descritos dois ciclos completos de deposição de sedimentos entre duas variações eustáticas (Figura 7).



**Figura 7: Modelo de sequência estratigráfica com ciclos mistos. (Figura modificada de CATUNEANO, O., 2006).**

Na paisagem dos dias atuais, a sequência estratigráfica da figura 7 poderia estar disposta como o diagrama que segue (Figura 8), cuja parte superior corresponde a um aquífero livre, e a parte mais inferior, a um aquífero confinado.



**Figura 8: Diagrama ilustrando os dois tipos de aquíferos existentes em regiões costeiras. (Adaptado de CUSTODIO & LLAMAS, 1976).**

Os aquíferos livres costeiros avançam apenas poucas centenas de metros costa adentro. O limite superior do aquífero costeiro é denominado de nível freático e o limite inferior está limitado pela rocha basal ou existência de uma camada mais argilosa e de baixa permeabilidade. A altura do nível freático varia em função das características dos sedimentos e da rocha e também em função da altura de recarga e do nível de base (GLOVER, 1959). Os aquíferos confinados podem descarregar água doce em qualquer profundidade e a distâncias muito maiores além da costa, chegando a centenas de quilômetros (ZEKTZER, IVANOV & MESKHETELI, 1973).

#### **4.3.3. Variações de carga hidráulica**

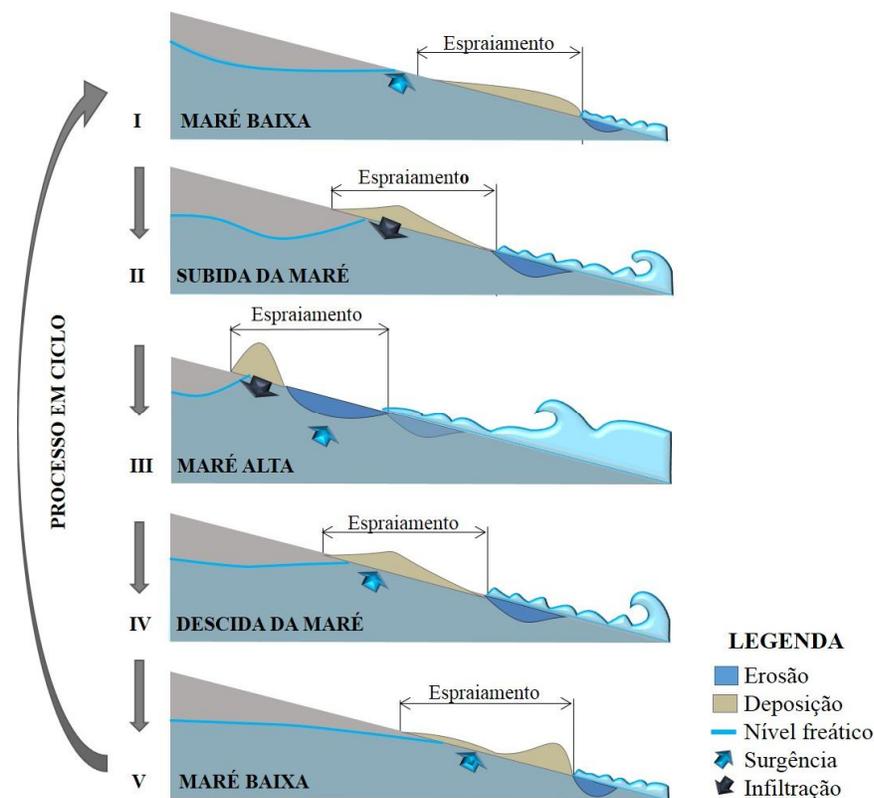
As variações de carga hidráulica podem ocorrer em função da modificação de duas grandezas: alterações de recarga (1) e alterações do nível de base (2). Um ganho de carga hidráulica, devido a alterações de recarga, ocorre em decorrência de fatores meteorológicos, principalmente precipitação pluviométrica. Dependendo do volume precipitado, pode ocorrer a elevação do nível de água dos rios e reservatórios. Quanto maior for a elevação do nível da água, maior poderá ser o gradiente e, conseqüentemente, maior o fluxo de água subterrâneo dentro de um sistema aquífero livre ou confinado. Nos locais de maiores altitudes e latitudes, a precipitação em forma de neve também é um fator de importância, pois, durante o degelo, a água também poderá gerar aumento do nível de água nos rios e reservatórios

Um ganho de carga hidráulica também pode ocorrer em função de variação do nível de base, sendo as ondas o principal mecanismo, cuja magnitude e modo de geração podem causar grande remobilização e transporte de sedimentos. As ondas mais comuns são as geradas por ação de vento, as menores das quais recebem o nome de “ondas capilares”, pois apresentam pequenas amplitudes e períodos, com duração de apenas frações de segundo, estando associadas a águas rasas. Um aumento de amplitudes e períodos pode ser gerado por ventos mais intensos ou por efeitos de abalos sísmicos. Estes últimos são eventos mais esporádicos, mas, dependendo da magnitude, podem ser de grande efeito para o aumento de carga hidráulica. As maiores ondas que podem ocorrer são as chamadas “ondas oscilatórias”, as quais possuem períodos longos, de até 24 horas, e comprimento que pode atingir milhares de quilômetros (onda de maré).

As ondas de maré são decorrentes das atrações gravitacionais exercidas pelo sol e pela lua, sendo que as influências da lua são as que produzem variações de nível mais significativas, em função da sua proximidade maior com a Terra. Além do alinhamento entre Terra-lua-sol, a época do ano também é um fator que pode aumentar ainda mais essa atração gravitacional, pelo efeito de proximidade da terra ao sol durante o periélio. Em alguns locais do mundo, não ocorre efeito significativo de oscilações de maré. Em outros, porém, a variação do nível do mar pode chegar a mais de 6 metros (KVALE, 2006). As frequências de ocorrência ou oscilação de marés variam entre 12 e 24 horas, dependendo da posição geográfica e do alinhamento entre o sol e a lua.

As variações de maré, quando associadas às variações de altura do lençol freático dos aquíferos costeiros, podem alterar significativamente os processos de erosão ou deposição, acentuando-os. Alguns pesquisadores já constataram essa estreita relação com os processos de erosão costeiros, sendo um exemplo o trabalho conduzido na praia de Manhattan, na baía de Santa Mônica, na costa da Califórnia (DUCAN, 1964). Ducan estudou a modificação do perfil da linha de praia durante um período de descida e posterior subida da maré em dois dias distintos.

De maneira geral, a descida da maré (maré vazante) gera um ganho de carga hidráulica. Isso resulta em uma sobre-elevação relativa do nível do lençol freático. Durante esse período, ocorre erosão na linha de costa (*cut*). Em contrapartida, quando a maré sobe (maré enchente), ocorre uma redução relativa do nível freático, causando uma entrada de água salgada para dentro do aquífero costeiro. Nessa fase, ocorre sedimentação, ou preenchimento, na linha de costa (*fill*) (Figura 9).



**Figura 9: Efeito do nível de lençol freático e da oscilação de maré nos processos de erosão e deposição na linha de costa. (Adaptado de DUCAN, 1964.)**

#### 4.3.4. Métodos utilizados para determinação de vazão de surgência

Muitos trabalhos já foram publicados mostrando técnicas de medição, bem como valores de vazão de surgência medidos em diferentes locais do mundo. A quantificação do aporte de água doce subterrânea para os mares e oceanos é feita, principalmente, com a finalidade de:

- determinar o balanço hídrico de uma certa localidade;
- avaliar a importância do balanço de sal e aporte de água doce nos mares e grandes lagos (JOHANNES e HEARN, 1985);
- estudar as formações de depósitos minerais no fundo do mar (AELION, SHAW e WAHL, 1977);
- estudar a dispersão de nutrientes e contaminantes, muitas vezes ligada ao equilíbrio de populações de peixes e plantas aquáticas (SANTOS *et al*, 2008; ATTISANO, 2008; NIENCHESKI *et al*, 2007; WINDOM & niencheski, 2003; BUGNA, CHANTON *et al.*, 1996; CABLE, BURNETT *et al.*, 1996; RAMA E MOORE, 1996; AELION, SHAW e WAHL, 1977; JOHANNES, 1980);
- determinar pontos de descarga de água doce, para fins de captação para abastecimento (BOKUNIEWICZ, 1980);

- estudar os processos de erosão costeira causados pela variação de nível freático de aquíferos costeiros e/ou variação de maré (DUCAN .J.R, 1964; LI e PATTIARATCHI, 1997).

Os métodos para investigação de surgência no fundo do mar são divididos em dois grandes grupos: um que se baseia em estudar as áreas de drenagem costeira, e outro que estuda a bacia marítima (ZEKTZER, IVANOV, & MESKHETELI, 1973).

Segundo os autores, os métodos que se baseiam no estudo das áreas de drenagem, permitindo assim a determinação de valores de recarga, adotam:

a. **Técnicas hidrodinâmicas** – conhecimento das características da costa e da zona de drenagem, bem como das características do aquífero, como espessura, porosidade, permeabilidade, transmissividade e gradiente hidráulico.

b. **Balanco hídrico de longo prazo** – os valores de recarga de aquíferos profundos são determinados através de cálculos, sendo necessário conhecer as quantidades de água precipitada, a vazão dos rios e a evaporação para uma área específica;

c. **Modelos hidrológicos e hidrogeológicos combinados** – a determinação da vazão de um determinado aquífero é obtida através de separação de hidrogramas de transmissão, cujas vazões são determinadas em l/s/km<sup>2</sup>. Os hidrogramas de transmissão são obtidos através de observações de fluxo de água oriundo de um sistema aquífero por um longo período de estiagem, quando se infere que o fluxo que mantém a vazão de um rio ou córrego provém do aquífero. Tendo-se essa estimativa, é possível obter, por analogia entre parâmetros de aquíferos semelhantes, os valores das descargas para zonas com semelhantes características hidrogeológicas. Esse método possui limitações de uso, uma vez que só deve ser empregado para aquíferos com uma rede de fluxo bem desenvolvida, devendo-se utilizar outro método associado, a fim de evitar erros de determinação de vazões;

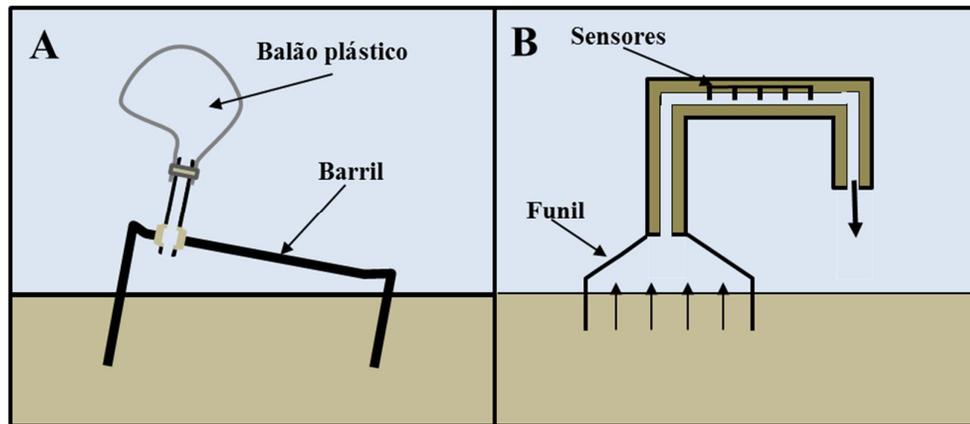
d. **Método de simulação análoga** – são necessários dados do aquífero e do ciclo hidrológico para que se desenvolva o modelo de simulação análoga. Para os casos de aquíferos costeiros, dados de variação de maré também podem ser necessários, uma vez que ela influencia diretamente na altura do lençol freático e na surgência (LI & PATTIARATCHI, 1997).

Por sua vez, os métodos que se baseiam no estudo da bacia marítima buscam investigar anomalias nos locais de afloramento de aquíferos, empregando:

a. **Medidas diretas de surgência** – medição através da instalação de dispositivos que colem a água da surgência, proposta por LEE, D. (1977). O dispositivo consiste de um barril partido, que é fixado sobre a superfície do fundo do mar. No fundo do barril, há um tubo, em cuja ponta é afixado um balão plástico (Figura 10 - A). Toda a água que aflora dentro da área de captação do barril é coletada pelo balão plástico. Sabendo-se o tempo e o volume de água

coletado, é possível estimar a vazão. A água coletada pelo balão também pode ser utilizada para a realização de análises químicas.

Outro dispositivo semelhante, porém dotado de um sistema automático, foi apresentado por TANIGUCHI & FUKUO (1993). O equipamento consiste em um funil metálico, cuja saída possui um tubo plástico, onde são instalados sensores (termístores). Com a passagem da água pelos termístores, através da diferença de temperatura, é possível determinar a velocidade do fluxo no interior do tubo. Esse método permite uma medição de fluxo ao longo do tempo (Figura 10 - B).



**Figura 10: Esquema ilustrando o amostrador de barril (A) e amostrador automático (B).**

Ambos os métodos necessitam de um grande número de pontos de observação, pois, quanto maior a densidade de amostradores, melhor será a precisão do volume. Uma outra dificuldade desse tipo de monitoramento é a necessidade de fixação dos dispositivos no local onde se deseja medir a surgência. No caso dos medidores que funcionam com balão coletor, também existe a necessidade de recolher e substituir os balões periodicamente.

b. **Medidas de resistividade elétrica** – ela varia de acordo com a composição química da água, causando alterações de resistividade elétrica em função das concentrações e mobilidades de cátions e ânions, da concentração e grau de dissolução de sais e da temperatura da água. Valores de resistividade e temperatura são determinados para várias profundidades e em diferentes pontos da bacia, permitindo a delimitação de um mapa de isolinhas de resistividade. Os pontos de alta resistividade e baixas temperaturas correspondem aos locais de descarga submarina.

c. **Determinação de anomalias na composição química da água do mar** – dependendo de amostragens em diferentes pontos e a diferentes profundidades, podem-se localizar pontos de surgência, geralmente identificados por redução de salinidade na amostra ou pela presença de algum traçador químico. A dificuldade deste método é a necessidade de um grande número de amostras para que se consiga mapear os pontos de afloramento de aquífero.

d. **Mapeamento da variação de temperatura da água** – pode ser feito localmente, com uso de sensores de temperatura que são deslocados no fundo do mar e registram as temperaturas em diferentes profundidades e em diferentes posições da costa. Também pode ser feito através de imagens de satélite, por medidas de comprimento de onda de infravermelho. As regiões de afloramento de aquíferos são localizadas pelas baixas temperaturas na água, geralmente entre 1 e 2° C de diferença (M.A. DÍAZ-PUPA, SOLA *et al.*, 2011).

e. **Investigação estrutural do fundo do mar** - através de estudos geofísicos, geomorfológicos e também por observação *in loco* feita por mergulhadores e por submarinos. A coleta de amostras de sedimentos e água e a perfuração de poços e posterior análise dos testemunhos são ferramentas importantes para compreender o comportamento dos aquíferos (BURDON e SAFADI, 1964).

#### **4.4. Simulação de desestabilização de taludes**

Dois trabalhos serviram de referência para delinear a proposta experimental deste estudo. No que tange à concepção, o primeiro trabalho (VENDEVILLE & GAULLIER, 2003), simulou a geração de instabilidade e movimentação de sedimentos em função do fluxo de água e gás dentro de maciços construídos dentro de tanque experimental. Os maciços foram construídos com areia de boa porosidade na base, com uma camada de espessura entre 5 e 10 centímetros, intercalada por uma camada de argila ou silicone, e um topo de areia.

Através da injeção de ar/água, foi gerado um excesso de pressão dentro do maciço de areia, causando uma deformação entre as camadas. No experimento, houve migração de areia da base para a camada do topo, ou seja, perfuração da camada selante e formação de um conduto para o fluxo.

Os autores concluíram que o resultado dependeu do tipo de material utilizado para a construção da camada selante. Nos experimentos em que a camada selante foi constituída por argila sintética, ocorreram apenas escorregamentos localizados, pois aparentemente a resistência da argila foi mais forte, tornando necessárias maiores pressões para que ocorressem escorregamentos. No modelo que utilizou selo de silicone, os resultados da injeção de ar e água foram bastante semelhantes, havendo um escorregamento de toda a camada após a injeção, que deslizou no sentido da declividade do modelo.

Na montagem do maciço, dois tipos de solo diferentes foram utilizados, um argilo-arenoso (87% areia, 6% silte e 7% argila,  $d = 0,25\text{mm}$ ) e outro arenoso (95% areia,  $d = 0,50\text{mm}$ ). Foram construídos maciços com inclinações de parede de 90, 60, 45, 36 e 26°. O reservatório de entrada de água no maciço tinha uma carga hidráulica de 30 cm. Nos

experimentos, foram medidas as pressões de água dentro do maciço, bem como a forma de ruptura do talude.

Outro trabalho interessante (FOX & WILSON, 2007) realizou a simulação física de desestabilização de talude de solo a partir do processo de injeção de água, com a tentativa de gerar surgência no talude do maciço. Nos experimentos, um maciço de solo foi construído em um lisímetro e submetido à aplicação de água.

Os autores concluíram que existem três estágios distintos de erosão no talude: um estágio inicial, causado pela surgência, logo que surge água na superfície do talude; um estágio intermediário de ruptura e deslizamento, causados pelo excesso de tensão; e o estágio final, quando ocorre o colapso do maciço, devido à fluidização do solo. Os colapsos ocorreram para maciços cujo ângulo era maior que 45°. Para os maciços com declividades menores, foi apenas observado o processo de surgência, sendo esses maciços considerados estáveis.

Esses dois trabalhos foram aqui citados por apresentarem elementos que serão utilizados para o delineamento da parte experimental desta pesquisa.

Tendo em vista a quantidade de variáveis que afetam o fenômeno que se pretende estudar, foram selecionados, dentre os parâmetros que podem estar relacionados à ocorrência de escorregamentos e à formação de canyons, aqueles considerados mais relevantes e que poderiam ser reproduzidos em laboratório.

O primeiro parâmetro que pode ser testado é a variação do nível de base, uma vez que as teorias de formação dos canyons apontam o rebaixamento do nível do mar como o início do processo.

O segundo parâmetro que pode ser investigado é o aumento de poropressão, uma vez que essa variável possivelmente está relacionada à variação do nível do mar. O aumento de pressão dentro de uma rocha mais porosa, uma rocha com características de aquífero, poderia ser a ignição para o colapso de talude.

O terceiro parâmetro é a atuação das correntes de densidade, visto que são elas as consideradas como responsáveis pela transferência de sedimentos da plataforma continental para o fundo do mar.

O último parâmetro considerado importante, e que deve ser investigado, é a declividade do talude, sendo que, no ambiente natural, ela varia entre 10 e 45° na região de formação de cabeceira dos canyons.

Pretende-se testar a atuação de todos os parâmetros simultaneamente: um mesmo talude com diferentes declividades será submetido à variação de nível de base, a variações de pressão dentro do aquífero e à ação de correntes de densidade. O efeito da variação de nível de base e aumento de poro pressão serão produzidos concomitantemente, a partir da injeção

de água dentro do depósito, podendo assim medir quais seriam as escalas de pressão necessárias, e respectivos valores de variação do nível de base, para gera início de escorregamentos e colapso.

## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AELION, C., SHAW, J., & WAHL, M. Impact of suburbanization on ground water quality and denitrification in coastal aquifer sediments. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 213, 31-51, 1977.
- ALMEIDA, N., VITAL, H., GOMES, M. Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 68, 307-324, 2015.
- ANDREWS, J. Structure and sedimentary development of the Outer Channel of the Great Bahama Canyon, *GSA Bulletin*, 81, 217-226.
- ANDREWS, J., & HURLEY, R. Sedimentary processes in the formation of a submarine canyon. *Marine Geology*, 26, M47-M50, 1978.
- ATTISANO, K., NIENCHESKI, L., MILANI, I., MACHADO, C., MINALI, M., ZARZUR, S., ANDRADE, C. Evidences of continental groundwater inputs th the shel zone in Albardão, RS, Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 56 (3), 189-200, 2008.
- BANG, N. Submarine canyons off the Natal coast. *South African Geographical Journal*, 50, 45-54, 1968.
- BECK, A.J.; RAPAGLIA, J.P.; COCHRAN, J.K.; BOKUNIEWICZ, H.J., Yang, S. Submarine groundwater discharge to Great South Bay, NY, estimated using Ra isotopes. *Marine Chemistry* 109, 179-291, 2008.
- BECK, A.J.; TSUKAMOTO, Y.; TOVAR-SANCHEZ, A.; HUERTA-DIAZ, M.; BOKUNIEWICZ, H.J., WILHELMY, S.A. Importance of geochemical transformations in determining submarine groundwater discharge-derived trace metal and nutrient fluxes. *Applied Geochemistry* 22, 477-490, 2007.
- BECK, A., RAPAGLIA, J., COCHRAN, J., & BOKUNIEWICZ, H. Radium mass-balance in Jamaica Bay, NY: Evidence for a substantial flux of submarine groundwater. *Marine Chemistry*, 106, 419-441, 2007.
- BERTON, F., VESELY, F. Stratigraphic evolution of Eocene clinoforms from northern Santos Basin, offshore Brazil: Evaluating controlling factors on shelf-margin growth and deep-water sedimentation. *Marine and Petroleum Geology*, 78, 356-372, 2016.
- BOFFO, C.; MANICA, R.; BORGES, A.L.; MORAES, M.; PARAIZO, P. Complementary Results on Experiment-Derived Classification of Submarine Sediment Gravity Flows. *AAPG Annual Convention and Exhibition*, 2017.
- BOKUNIEWICZ, H.; TANIGUCHI, M.; ISHITOIBI, T., CHARETTE, M., ALLEN, M. KONTAR, E. Direct measurements of submarine groudwater discharge (SGD) over a fractured rock aquifer in Flamengo Bay, Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76, 466-472, 2008.
- BOKUNIEWICZ, H. Groundwater seepage into Great South Bay, New York. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 10, 437-444, 1980.

- BREIER, J.A.; EDMONDS, H.N. High  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{228}\text{Ra}$  activities in Nueces Bay, Texas indicate large submarine saline discharges. *Marine Chemistry*, 103, 131-145, 2007.
- BUGNA, G., CHANTON, P., CABLE, J., BURNETT, W., & CABLE, P. The importance of ground water discharge to the methane budget on nearshore and continental shelf waters of the northeastern Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 21, 4735-4746, 1996.
- BURDON, D. J., & SAFADI, C. The karst groundwater of Syria. *Journal of Hydrology*, 2, 324-347, 1964.
- BURNETT, W., & DULAIIOVA, H. Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements. *Journal of Environmental radioactivity*, 69, 21-35, 2003.
- BURNETT, W., & DULAIIOVA, H. Radon as a tracer of submarine groundwater discharge into a boat basin in Donnalucata, Sicily. *Continental shelf Research*, 26, 862-873, 2006.
- BURNETT, W., WATTAYAKORN, G., TANIGUCHI, M., DULAIIOVA, H., SOJISUPORN, P., RUNGSUPA, R., & ISHITOBI, T. Groundwater-derived nutrient inputs to the Upper Gulf of Thailand. *Continental Shelf Research*, 27, 176-190, 2007.
- CABLE, J., BURNETT, W., CHANTON, J., & WEATHERLY, G. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222. *Earth and Planetary Science Letter*, 144, 591-604, 1996.
- CANALS, M., LASTRA, G., URGELES, R., CASAMOR, J., MIENERT, A., CATTANEO, M. BRYN, P. Slope failure dynamics and impact from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, 213, 9-72, 2004.
- CATUNEANU, O. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, p. 386, 2006.
- CHANTON, J., BURNETT, W., DULAIIOVA, H., CORBETT, D., & TANIGUCHI, M. Seepage rate variability in Florida Bay driven by Atlantic tidal height. *Biogeochemistry*, 66, 187-202, 2003.
- CHARRETE, M.A.; SPLIVALLO, R.; HERBOLD, C., BOLLINGER, M., MOORE, W. Salt marsh submarine groundwater discharge as traced by radium isotopes. *Marine Chemistry*, 84, 113-121, 2003.
- CHIANG, C.-S., & YU, H.-S. Evidence of hyperpycnal flows at the head of the meandering Kaoping Canyon off SW Taiwan. *Geo-Marine Letters*, 28, 161-169, 2008.
- CORBETT, D., CHANTON, J., BURNETT, W., DILLON, K., & RUTKOWSKI, C. Patterns of groundwater discharge into Florida Bay. *Limnology and Oceanography*, 44, 1045-1055, 1999.
- COUSSOT, P. Mudflow Rheology and Dynamics. IAHS Monograph Series. Ed. Taylor & Francis, 1997.
- CRUSIUS, J., BERG, P., KOOPMANS, D., & ERBAN, L. Eddy correlation measurements of submarine groundwater discharge. *Marine Chemistry*, 109, 77-85, 2008.

- CUSTODIO, E., & LLAMAS, M. Hidrología Subterránea. Omega, 1976.
- DALY, A. R. The Origin of submarine canyons. American Journal of Science, 31, 401-420, 1936.
- DIMOVA, N.T.; SWARZENSKI, P.W.; DULAIIOVA, H., GLENN, C. Utilizing multichannel electrical resistivity methods to examine the dynamics of the fresh water-seawater interaction in two Hawaiian groundwater systems. Journal of Geophysical Research, 117, C02012, 2012.
- DUCAN, J. The effects of water table and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. Marine Geology, 2, 186-197, 1964.
- DULAIIOVA, H. B. Assessment of groundwater discharge into West Neck Bay, New York, via natural tracers. Continental Shelf Research, 26, 1971-1983, 2006.
- EINSTEIN, A. Eine neue Bestimmung der Moleküldimensionen. Doctoral Thesis. Dissertation Univ. Zürich. A. Kleiner ; Korref.: H. Burkhardt, 1905.
- ELVERHOI, A. B. Submarine landslide and the importance of the initial sediment composition for run-out length and final deposition. Ocean Dynamics, 60, 1027-1046, 2010.
- ERICSON, D., & EWING, M. &. Deep-sea sands and submarine canyons. Bulletin of the Geological Society of America, 62. 1951.
- FARRE, J. A., MCGREGOR, B. A., RYAN, B. F., & ROBB, J. M. Breaching the shelfbreak: passage from youthful-to mature-phase in submarine canyon evolution. SEMP Special Publication, 33, 25-39, 1983.
- FOX, G. A., & WILSON, G. V. Erosion of noncohesive sediment by ground water seepage: lysimeter experiments and stability modeling. Soil Science Society of America, 71, 789-800, 2007.
- GARCIA, E.; MASQUÉ, P.; GARCIA, J.; RAPAGLIA, J. BECK, A., COCHRAN, J., BOKUNIEWICZ, H., MZAGGIA, L., COLLAVINI, F. Estimating submarine groundwater discharge around Isola La Cura, northern Venice Lagoon (Italy), by using the radium quarter. Marine Chemistry, 109, 292-306, 2008.
- GARRISON, G. G. Measurement of submarine groundwater discharge in Kahana Baym O'ahu, Hawai'i. Limnology and Oceanography, 48, 920-928, 2003.
- GLOVER, R. The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer. Journal of Geophysical Research, 64, 457-459, 1959.
- GRAF, W.H. Hydraulics of Sediment Transport: New York, McGraw-Hill, 513 p., 1971.
- GREEN, A. U. Submarine landsliding and canyon evolution on the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean. Marine Geology, 254, 152-170, 2008.
- GU, H.; MOORE, W.; ZHANG, L.; DU, J.; ZHANG, J. Using radium isotopes to estimate the residence time and the contribution of submarine groundwater discharge (SGD) in

- the Changjiang effluente plume, East China Sea. *Continental Shelf Research*, 35, 95-107, 2012.
- HAFLIDASON, H. S. The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine Geology*, 213, 201-234, 2004.
- HANCE, J. Submarine Slope Stability. Development of a Database and Assessment of Seafloor slope Stability Based on Published Literature. Tese, The University of Texas at Austin, Austin, 2003.
- HAQ, B.U., HANDENBO, J., VAIL, P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235, 1156-1167, 1987.
- HAQ, B.U. Cretaceous eustasy revised. *Global and Planetary Change*, 113, 44-58, 2014.
- HARRIS, P.T., WHITEWAY, T. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic difference between active and passive continental margins. *Marine Geology*, 285, 69-86, 2011.
- HARRIS, P.T., MACMILLAN-LAWLER, M., RUPP, J., BAKER, E.K. Geomorphology of the oceans. *Marine Geology*, 352, 4-24, 2014.
- HEEZEN, B. E. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake. *American Journal of Science*, 250, 849-873, 1952.
- HOUGHAM, A.L.; MORAN, S.B.; MASTERSON, J.P.; KELLY, R.P. Seasonal changes in submarine groundwater discharge to coastal salt ponds estimated using <sup>226</sup>Ra and <sup>228</sup>Ra. *Marine Chemistry*, 109, 268-278, 2008.
- HWANG, D.; KIM, G.; LEE, W.; OH, H. The role of submarine groundwater discharge (SGD) in nutrient budgets of Gamak Bay, a shellfish farming bay, in Korea. *Journal of Sea Research*, 64, 224-230, 2010.
- HWANG, D.; KIM, G.; LEE, Y.; YANG, H. Estimating submarine inputs of groundwater and nutrients to a coastal bay using radium isotopes. *Marine Chemistry*, 96, 61-71, 2005.
- JI, T.; DU, J.; MOORE, W.; ZHANG, G.; SU, N.; ZHANG, J. Nutrient inputs to a Lagoon through submarine groundwater discharge: The case of Laoye Lagoon, Hainan, China. *Journal of Marine Systems* 111-112, 253-262, 2013.
- JOBE, Z. L. Two fundamentally different types of submarine canyon along continental margin of Equatorial Guinea. 28, 843-860, 2011.
- JOHANNES, R. The ecological significance of the submarine discharge of groundwater. *Marine Ecology*, 3, 365-373, 1980.
- JOHANNES, R., & HEARN, C. The effect of submarine groundwater discharge on nutrient and salinity regimes in a coastal lagoon off Perth, Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21, 789-800, 1985.
- KIM, G. R. Radium tracing of submarine groundwater discharge (SGD) and associated nutrient fluxes in a highly-permeable bed coastal zone, Korea. *Marine Chemistry*, 109, 307-317, 2008.

- KIM, G.; RYU, J.; YANG, H.; YUN, S. Submarine groundwater discharge (SGD) into Yellow Sea revealed by  $^{228}\text{Ra}$  and  $^{226}\text{Ra}$  isotopes: Implications for global silicate fluxes. *Earth and Planetary Science Letter* 237, 156-166, 2005.
- KOLKER, A.; CABLE, J.; JOHANNESSON, K.; ALLISON, M.; INNIS, L. Pathways and processes associated with the transport of groundwater in deltaic systems. *Journal of Hydrology*, 498, 319-334, 2013.
- KOOI, H. G. Offshore continuation of coastal groundwater systems; predictions using sharp-interface approximations and variable-density flow modelling. *Journal of Hydrology*, 246, 19-35, 2001.
- KOTWICKI, L.; GRZELAK, K.; CZUB, M.; DELLWIG, O.; GENTZ, T.; SZYMCZYCHA, B.; BÖTTCHER, M. Submarine groundwater discharge to the Baltic coastal zone: Impacts on the meiofaunal community. *Journal of Marine Systems*, 129, 118-126, 2014.
- KROEGER, K. S. Submarine groundwater discharge to Tampa Bay: Nutrient fluxes and biogeochemistry of the coastal aquifer. *Marine Chemistry*, 104, 85-97, 2007.
- KUENEN, P. Origin and classification of submarine canyons. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64, 1296-1314, 1953.
- KUENEN, P. Matrix of turbidities: experimental approach. *Sedimentology*, 7, 267-297, 1966.
- KUENEN, P. Emplacement of flysch-type sand beds. *Sedimentology*, 9, 203-243, 1967.
- KUENEN, P. M. Turbidity current, graded and non-graded deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22, 83-96, 1952.
- KVALE, E. The origin of neap-spring tidal cycles. *Marine Geology*, 235, 5-18, 2006.
- LARSON, M. K. Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117, 75-94, 1994.
- LEE, C.; JIAO, J.; LUO, X.; MOORE, W. Estimation of submarine groundwater discharge and associated nutrient fluxes in Tolo Harbour, Hong Kong. *Science of the Total Environment* 433, 427-433, 2012.
- LEE, Y.; HWANG, D.; KIM, G.; LEE, W.; OH, H. Nutrient inputs from submarine groundwater discharge (SGD) in Masan Bay, an embayment surrounded by heavily industrialized cities, Korea. *Science of the Total Environment* 407, 3181-3188, 2009.
- LEE, D. A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography*, 22, 140-147, 1977.
- LEE, H. Timing of occurrence of large submarine landslides on the Atlantic Ocean margin. *Marine Geology*, 264, 53-64, 2009.
- LEE, J. C. Submarine groundwater discharge into the coast revealed by water chemistry of man-made undersea liquefied petroleum gas cavern. *Journal of Hydrology*, 360, 195-206, 2008.

- LEYNAUD, D. S. 3-D slope stability analysis: A probability approach applied to the nice slope (SE France). *Marine Geology*, 269, 89-106, 2010.
- L'HEUREUX, J. V. Stability, mobility and failure mechanism for landslides at the upper continental slope off Vesteralen, Norway. *Marine Geology*, 346, 192-207, 2013.
- LI, L. B., & PATTIARATCHI, C. Numerical modelling of tide-induced beach water table fluctuations. *Coastal Engineering*, 30, 105-123, 1997.
- LIU, J., KONG, X., SAITO, Y., LIU, P., YANG, Z. & WEN, C. Subaqueous deltaic formation of the Old Yellow River (AD 1128 – 1855) on the western South Yellow Sea. *Marine Geology*, 344, 19-33, 2013.
- LOCAT, J. Instabilities along ocean margins: a geomorphological and geotechnical perspective. 18, 503-512, 2001.
- LYNN, A., HINE, A., LUTHER, M., STUMPF, R. & WRIGHT, E. Sediment transport processes in a West-central Florida open marine marsh tidal creek; the role of tides and extra-tropical storms. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 41, 225-248, 1995.
- M.A., D.-P., VALLEJOS, A., DANIELE, L., SOLA, F., RODRÍGUES-DELDAGO, D., MOLINA, L., & PULIDO-BOSH, A. An oceanographic survey for the detection of a possible Submarine Groundwater Discharge in the coastal zone of Campo de Dalías, SE Spain. *Advances in the Research o Aquatic Environment*, 1, 417-424, 2011.
- McCOY, C.; COBERTT, D.; CALBE, J.; SPRUILL, R. Hydrogeological characterization of southeast coastal plain aquifers and groundwater discharge to Onslow Bay, North Carolina (USA). *Journal of Hydrology*, 339, 159-171, 2007.
- MEIBURG, E., & KNELLER, B. Turbidity Currents and Their Deposits. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 42, 135-156, 2010.
- MICHAEL, H.; CHARENTE, M.; HARVEY, C. Patterns and variability of groundwater flow and radium activity at the coast: A case study from Waquoit Bay, Massachusetts. *Marine Chemistry*, 127, 100-114, 2011.
- MICHAEL, H.; MULLIGAN, A.; HARVEY, C. Seasonal oscillations in water exchange between aquifers and the coastal ocean. *Nature Letter*, 436, 1145-1148, 2005
- MICHAEL, H., LUBETSKY, J., & HARVEY, C. Characterizing submarine groundwater discharge: A seepage meter study in Waquoit Bay, Massachusetts. *Geophysical Research Letters*, 30, 1-4, 2003.
- MIDDLETON, G., & HAMPTON, M. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. (Wiley, Ed.) *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, 197-218, 1976.
- MOORE, W.; RAMA. Using the radium quartet for evaluating groundwater input and water exchange in salt marshes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 4645-4652, 1996.
- MULDER, T. e ALEXANDER, J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299, 2001.

- MULLENBACH, B., & NITTROUER, C. Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California. *Continental Shelf Research*, 20, 2191-2212, 2000.
- MULLIGAN, A., & CHARETTE, M. Intercomparison of submarine groundwater discharge estimates from a sandy unconfined aquifer. *Journal of Hydrology*, 327, 411-425, 2006.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMANCHA, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S., FAVAL, L. Na introduction to the analysis of ancient turbidity basins from an outcrop perspective. *AAPG Course Notes* 39, 86p., 1999.
- NAKAYAMA, T., EATANABE, M., TANJI, K., & MORIOKA, T. Effect of underground urban structures on eutrophic coastal environment. *Science of the Total Environment*, 373, 270-288, 2007.
- NARAYAN, K.; SCHLEEBERGER, C.; BRISTOW, K. Modelling seawater intrusion in the Burdekin Delta Irrigation Area, North Queensland, Australia. *Agricultural Water Management* 89, 217-228, 2007.
- NIELSEN, P. Tidal Dynamics of the Water Table in Beaches. *Water Resources Research*, 26, 2127-2134, 1990.
- NIENCHESKI, L.; WINDOM, H., MOORE, W., JAHNKE, R. Submarine groundwater discharge of nutrients to the ocean along a coastal lagoon barrier, Southern Brazil. *Marine Chemistry*, 106, 546-561, 2007.
- OBERDORFER, J., CHARETTE, M, ALLEN, M., MARTIN, J., CABLE, J. Hydrogeology and geochemistry of near-shore submarine groundwater discharge at Flamengo Bay, Ubatuba, Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76, 457-465, 2008.
- OENEMA, O., LIERE, L., & SCHOUMANS, O. Effects of lowering nitrogen and phosphorus surpluses in agriculture on quality of groundwater and surface water in the Netherlands. *Journal of Hydrology*, 304, 289-301, 2005.
- OLIVEIRA, J., BURNETT, W., MAZZILLI, B., BRAGA, E., FARIAS, L., CHRISTOFF, J., & FURTADO, V. Reconnaissance of submarine groundwater discharge at Ubatuba coast, Brazil, using <sup>222</sup>Rn as a natural tracer. *Journal of environmental radioactivity*, 69, 37-52, 2003.
- O'ROURKE, D., PAULSEN, R., & WONG, T.-F. Measuring Submarine Groundwater Seepage Using an Ultrasonic Flow Meter and the "Drum Method" - A comparative Study. *Geology of Long Island and Metropolitan New York Program with Abstracts*, 1-11, 1999.
- PAULL, C., USSLER, W., GREENE, H.G., KEATEN, K., MITTS, P. AND BARRY, J. Caught in the act: the 20 December 2001 gravity flow event in Monterey Canyon. *Geo-Mar Lett*, v.22, p. 227-232, 2003.
- PAULL, C., USSLER, W., CARESS, D., LUNDTEN, E., COVAULT, J., MAIER, K., XU, J. AND AUGENSTEIN, S. Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, offshore California. *Geosphere*; v. 6; no.6; p. 755-774, 2010.

- PAULL, C., CARESS, D., USSLER, W., EVE LUNDSTEN, E., JOHNSON, M. High-resolution bathymetry of the axial channels within Monterey and Soquel submarine canyons, offshore central California. *Geosphere*, v. 7; no. 5; p. 1077–1101, 2011.
- PAULSEN, R. J., SMITH, C., O'ROURKE, D., & WONG, T.-F. Development and Evaluation of and Ultrasonic Ground Water Seepage Meter. *Ground Water*, 39, 904-911, 2001.
- PAULSEN, R., O'ROURKE, D., SMITH, C., & WONG, T. Tidal load and salt water influences on submarine groundwater discharge. *Ground Water*, 42, 990-999, 2004.
- PETERSON, RT.; SANTOS, I.; BURNETT, W. Evaluating groundwater discharge to tidal rivers based on a Rn-222 time-series approach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86, 165-178, 2010.
- PIPER, D.J. e NORMARK, W.R. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: A marine geology perspective, *Journal of Sedimentary Research*, 79, 347–362, 2009.
- POVINEC, P.; OLIVEIRA, J.; BRAGA, E.; COMANDUCCI, J.; GASTAUD, J.; GROENING, M.; PALOMO, I.; MORGENSTERN, U.; TOP, Z. Isotopic, trace element and nutrient characterization of coastal waters from Ubatuba inner shelf area, south-easter Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76, 522-542, 2008.
- POVINEC, P., AGGARWAL, P., AURELI, A., BURNETT, W., KONTAR, E., KULKARNI, K. OZOROVICH, Y. Characterization of submarine groundwater discharge offshore south-eastern Sicily. *Journal of Environmental Radioactivity*, 89, 81-101, 2006.
- POVINEC, P., BOKUNIEWICZ, H., BURNETT, W., CABLE, J., CHARETTE, M., COMANDUCCI, J., TANIGUCHI, M. Isotope tracing of submarine groundwater discharge offshore Ubatuba, Brazil: results of the IAEA-UNESCO SGD project. *Journal of Environmental Radioactivity*, 99, 1596-1610, 2008.
- POVINEC, P., BURNETT, W., BECK, A., BOKUNIEWICZ, H., CHARETTE, M., GONNEEA, M., TOP, Z. Isotropic, geophysical and biogeochemical investigation of submarine groundwater discharge: IAEA-UNESCO intercomparison exercise at Mauritius Island. *Journal of Environmental Radioactivity*, 104, 24-45, 2012.
- RAHMAN, M.; LEE, Y.; KIM, G.; LEE, K.; HAN, S. Significance of submarine groundwater discharge in the coastal fluxes of mercury in Hampyeong Bay, Yellow Sea. *Chemosphere* 91, 310-327, 2013.
- RAMA E MOORE, W. Using the radium quartet for evaluating groundwater input and water Exchange in salt marshes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 4645-4652, 1996.
- RAMSAY, J. P., & MILLER, W. Marine geophysical technology used to define coelacanth habitats on the KwaZulu-Natal shelf, South Africa. *South African Journal of Science*, 102, 427-434, 2006.
- RAPAGLIA, J.; KOUKOULAS, S.; ZAGGIA, L.; LICHTER, M.; MANFÉ, G.; VAFEIDIS, A. Quantification of submarine groundwater discharge and optimal radium sampling distribution in the Lesina Lagoon, Italy. *Journal of Marine Systems* 91, 11-19, 2012.

- REBESCO, M., CAMERLENGHI, A., VAN LOON, A.J. Contourite Research: A field in full development. *Development in Sedimentology*, 60, 3-10, 2008.
- ROCHA, C., IBANHEZ, J., & LEOTE, C. Benthic nitrate biogeochemistry affected by tidal modulation of submarine groundwater discharge (SGD) through a sandy beach face, Rio Formosa, Southwestern Iberia. *Marine Chemistry*, 115, 43-58, 2009.
- ROSENBERRY, D. Integrating seepage heterogeneity with the use of ganged seepage meter. *Limnology and Oceanography: Methods*, 3, 131-142, 2005.
- SANTOS, I., NIENCHESKI, F., BURNETT, W., MILANI, B., PETERSON, R., CHANTON, J., ANDRADE, C., MILANI, B., SCHMIDT, A., KNOELLER, K. Tracing anthropogenically driven groundwater discharge into a coastal lagoon from southern Brazil. *Journal of Hydrology*. 353. 275-293, 2008.
- SANTOS, S.; DEVEZE, C.; PETERSON, R.; BURNETT, W. Tracing submarine hydrothermal inputs into a coastal bay in Baja California using radon. *Chemical geology*, 282, 1-10, 2011.
- SANTOS, I.; EYRE, B. Radon tracing of groundwater discharge into an Australian estuary surrounded by coastal acid sulphate soil. *Journal of Hydrology* 396, 246-257, 2011.
- SANTOS, I.; BURNETT, W.; DITTMAR, T.; SURYAPUTRA, I.; CHANTON, J. Tidal pumping drives nutrient and dissolved organic matter dynamics in a Gulf of Mexico subterranean estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 1325-1339, 2009.
- SCHOPKA, H., & DERRY, L. Chemical weathering fluxes from volcanic island and the importance of groundwater: The Hawaiian example. *Earth and Planetary Science Letters*, 339-340, 67-78, 2012.
- SCHWARTZ, M. Significant groundwater input to a coastal plain estuary: Assessment from excess radon. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, 31-42, 2003.
- SCOTT, M.; MORAN, S. Ground water input to coastal salt ponds of southern Rhode Island estimated using <sup>226</sup>Ra as a tracer. *Journal of Environmental Radioactivity* 54, 163-174, 2001.
- SENAL, M.; JACINTO, G.; MCGLONE, M.L.; SIRINGAN, F.; ZAMORA, P.; SORIA, L.; CARDENAS, M.; VILLANOY, C.; CABRERA, O. Nutrient input from submarine groundwater discharge on the Santiago reef flat, Bolinao, Northwestern Philippines. *Marine Pollution Bulletin* 63, 195-200, 2011.
- SEVERINO, J., IBÁNHEZ, P., LEOTE, C., & ROCHA, C. Seasonal enhancement of submarine groundwater discharge (SGD) - derived nitrate loading into the Ria Formosa coastal lagoon assessed by 1-d modeling of benthic NO<sub>3</sub> profiles. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 132, 56-64, 2013.
- SHEPARD, F. The underlying causes of submarine canyons. *National Academy of Sciences Proceedings*, 22, 496-502, 1936.
- SHEPARD, F. Importance of submarine valleys in funneling sediments to the deep sea. *Progress in Oceanography*, 3, 321-332, 1963.
- SHEPARD, F. Submarine Canyons. *Earth-Science Reviews*, 8, 1-12, 1972.

- SHEPARD, F. & EMERY, K. Congo submarine canyon and fan valley. AAPG. Bulletin 57, 1679–1691.
- SHEPARD, F., & MARSHALL, N. Storm-generated current in La Jolla Submarine Canyon, California. Marine Geology, 15, M19-M24, 1973.
- SHEPARD, F., CURRAY, J., INMAN, D., MURRAY, E., & WINTERER, E. &. Submarine Geology by Diving Saucer. Science, 145, 1042-1046, 1964.
- SHEPARD, F., MARSHALL, N., & MCLOUGHLIN, P. Currents in submarine canyons. Deep-Sea Research, 21, 691-706, 1974.
- SHINN, E., REICH, C., & HICKEY, T. Seepage Meter and Bernoulli's Revenge. Estuaries, 25, 126-132, 2002.
- SHAW, T.; MOORE, W.; KLOEPFER, J.; SOCHASKI, M. The flux of barium to the coastal waters of the southeastern USA: The importance of submarine groundwater discharge. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62, 18, 3047-3054, 1998.
- SIMPSON, J. Gravity Currents in the Environment and the Laboratory. (2° ed.). Cambridge University Press, 1997.
- SMITH, A., HERNE, D., & TURNER, J. Wave effects on submarine groundwater seepage measurement. Advances in Water Resources, 32, 820-833, 2009.
- SMITH, C., CABLE, J., MARTIN, J., & ROY, M. Evaluating the source and seasonality of submarine groundwater discharge using a radon-222 pore water transport model. Earth and Planetary Science Letters, 273, 312-322, 2008.
- SMITH, L., & ZAWADZKI, W. A hydrogeologic model of submarine groundwater discharge: Florida intercomparison experiment. Biogeochemistry, 66, 95-110, 2003.
- SMITH, D., RUIZ, G., KVITEK, R. AND IAMPIETRO, P. Seimiannual patterns of erosion and deposition in upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry. Geological Society of America Bulletin; v.117; no. 9/10; p. 1123-1133, 2005.
- SOLSONA, E., MASQUÉ, P., ORELLANA, J., RAPAGLIA, J., BECK, A., COCHRAN, M. J., COLLAVINI, F. Estimating submarine groundwater discharge around Isola La Curam northern Vwnicw Lagoon (Italy), by using the radium quartet. Marine Chemistry, 109, 292-306, 2008.
- SØMMER, T., HANSEN, W., MARTINSEN, O., THURMOND, J. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems: a basin for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. Basins Research 21, 361-387, 2009.
- SPITERI, C.; SLOMP, C.; CHARETTE, M.; TUNCAY, K.; MEILE, C. Flow and nutrient dynamics in a subterranean estuary (Waquoit Bay, MA, USA): Field data and reactive transport modeling. Geochimica et Cosmochimica Acta 72, 3398-3412, 2008.

- STACHELHAUS, S.; MORAN, S.; KELLY, R. An evaluation of the efficacy of radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge to southern Rhode Island's coastal ponds. *Marine Chemistry*, 130-131, 49-61, 2012.
- STIEGLITZ, T., TANIGUCHI, M., & NEYLON, S. Spatial variability of submarine groundwater discharge, Ubatuba, Brazil. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 76, 493-500, 2008.
- STOW, D., & MAYALL, M. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 125-135, 2000.
- STOW, D., HERNÁNDEZ-MOLINA, F., LLAVE, E., BRUNO, M., GARCÍA, M., RIO, V., BRACKENRIDGE, R. The Cadiz Contourite channel: Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. *Marine Geology*, 343, 99-114, 2013.
- SULTAN, N., COCHONAT, P., FOUCHER, J., & MIENERT, J. Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Marine Geology*, 213, 379-401, 2004.
- SULTAN, N., GAUDIN, M., BERNE, S., CANALS, M., URGELES, R., & LAFUERZA, S. Analysis of slope failures in submarine canyon heads: An example from the Gulf of Lion. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1-61, 2007.
- SWARZENSKI, P.; REICH, C.; KROEGER, K.; BASKARAN, M. Ra and Rn isotopes as natural tracer of submarine groundwater discharge in Tampa Bay, Florida. *Marine Chemistry*, 104, 69-84, 2007.
- SWARZENSKI, P., & IZBICKI, J. Coastal groundwater dynamics off Santa Barbara, California: Combining geochemical tracers, electromagnetic seepmeters, and electrical resistivity. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 83, 77-89, 2009.
- SWARZENSKI, P., OREM, W., MCPHERSON, B., BASKARAN, M., & WAN, Y. Biogeochemical transport in the Loxohatchee River estuary, Florida: The role of submarine groundwater discharge. *Marine Chemistry*, 101, 248-265, 2006.
- SYMONS, W., SUMNER, E., PAULL, C., CARTIGNY, M., J.P. XU, J.P., MAIER, K., LORENSON, T., TALLING, J., A new model for turbidity current behavior based on integration of flow monitoring and precision coring in a submarine canyon. *Geology*, v. 45; no. 4; p. 367-370, 2017.
- SZYMCZYCHA, B., VOGLER, S., & PEMPKOWIAK, J. Nutrient fluxes via submarine groundwater discharge to the Bay of Puck, southern Baltic Sea. *Science of the Total Environment*, 438, 86-93, 2012.
- TAIT, D., SANTOS, I., ERLER, D., BEFUS, K., CARDENAS, M., & EYRE, B. Estimating submarine groundwater discharge in a South Pacific coral reef lagoon using different radioisotope and geophysical approaches. *Marine Chemistry*, 156, 49-60, 2013.
- TALLING, P., MASSON, D., SUMNER, E., & MALGESINI, G. Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 59, 1937-2003, 2012.
- TANIGUCHI, M., ISHITOBI, T.; SHIMADA, J.N. Dynamics of submarine groundwater discharge and freshwater-seawater interface. *Journal of Geophysical Research*, 111, C01008, 2006.

- TANIGUCHI, M., & FUKUO, Y. Continuous Measurements of Ground-Water Seepage Using an Automatic Seepage Meter. *Ground Water*, 31, 675-679, 1993.
- TANIGUCHI, M., BURNETT, W., CABLE, J., & TURNER, J. Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrological Processes*, 16, 2115-2129, 2002.
- TANIGUCHI, M., BURNETT, W., DULAIKOVA, H., KONTAR, E., POVINEC, P., & MOORE, W. Submarine groundwater discharge measured by seepage meters in Sicilian coastal waters. *Continental Shelf Research*, 26, 835-842, 2006.
- TANIGUCHI, M., BURNETT, W., SMITH, C., PAULSEN, R., O'ROURKE, D., KRUPA, S., & CHRISTOFF, J. Spatial and temporal distributions of submarine groundwater discharge rates obtained from various types of seepage meters at a site in the Northeastern Gulf of Mexico. *Biogeochemistry*, 66, 35-53, 2003.
- TANIGUCHI, M., STIEGLITZ, T., & ISHITOBI, T. Temporal variability of water quality of submarine groundwater discharge in Ubatuba, Brazil. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 76, 484-492, 2008.
- TSE, K.; JIAO, J. Estimation of submarine groundwater discharge in Plover Cove, Tolo Harbour, Hong Kong by 222Rn. *Marine Chemistry*, 111, 160-170, 2008.
- ULLMAN, W., CHANG, B., MILLER, D., & MADSEN, J. Groundwater mixing, nutrient diagenesis, and discharges across a sandy beachface, Cape Henlopen, Delaware (USA). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57, 539-552, 2003.
- URGELES, R., LEYNAUD, D., LASTRAS, G., CANALS, M., & MIENERT, J. Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the Ebro slope, NW Mediterranean. *Marine Geology*, 226, 185-206, 2006.
- URLAUB, M., TALLING, P., & MASSON, D. Timing and frequency of large submarine landslides: implications for understanding triggers and future geohazard. *Quaternary Science Reviews*, 72, 63-82, 2013.
- VALLE, G., & GAMBERI, F. Slope channel formation, evolution and backfilling in a wide shelf, passive continental margin (Northeastern Sardinia slope, central Tyrrhenian Sea). *Marine Geology*, 286, 95-105, 2011.
- VANNESTE, M., SULTAN, N., GARZIGLIA, S., FORSBERG, C., & L'HEUREUX, J. Seafloor instabilities and sediment deformation processes: The need for integrated, multi-disciplinary investigations. *Marine Geology*, 352, 183-214, 2014.
- VARMA, S., TURNER, J., & UNDERSCHULTZ, J. Estimation of submarine groundwater discharge into Geographe Bay, Bundury, Western Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 106, 197-210, 2010.
- VENDEVILLE, B., & GAULLIER, V. Role of pore-fluid pressure and slope angle in triggering submarine mass movements: natural example and pilot experimental models. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 19, 137-144, 2003.
- VIANA, A. R., ALMEIDA JR., W., NUNES, M. C., & BULHÕES, E. M. The economic importance of contourites. *Geological Society*, 276, 1-23, 2007.

- VIANA, A. R., W., A. J., & ALMEIDA, C. W. Upper slope sands: late Quaternary shallow-water sandy contourites of Campos Basin, SW Atlantic Margin. *Geological Society, London, Memoirs*, 22, 261-270, 2002.
- VIANA, A., ALMEIDA, W., & ALMEIDA, C. Upper slope sands: late Quaternary shallow-water sandy contourites of Campos Basin, SW Atlantic Margin. *Geological Society, London, Memoirs*, 22, 261-270, 2002.
- WALSH, J., & NITTROUER, C. Observations of sediment flux to the Eel continental slope, northern California. *Marine Geology*, 154, 55-68, 1999.
- WASKA, H.; KIM, G. Submarine groundwater discharge (SGD) as a main nutrient source for benthic and water-column primary production in a large intertidal environment of the Yellow Sea. *Journal of Sea Research*, 65, 103-113, 2011.
- WESTBROOK, S., RAYNER, J., DAVIS, G., CLEMENT, T., BJERG, P., & FISHER, S. Interaction between shallow groundwater, saline surface water and contaminant discharge at a seasonally and tidally forced estuarine boundary. *Journal of Hydrology*, 302, 255-269, 2005.
- WINDOM, H., NIENCHESKI, F. Biogeochemical processes in a freshwater – seawater mixing zone in permeable sediments along the coast of Southern Brazil. *Marine Chemistry*, 83, 121-130, 2003.
- XU, J.P., NOBLE, M.A., AND ROSENFELD, L.K. In situ measurements of velocity structure within turbidity currents: *Geophysical Research Letters*, v. 31, p. 1–4, 2004.
- XU, J. P., AND M. A. NOBLE. Currents in Monterey Submarine Canyon, *J. Geophys. Res.*, 114, C03004, 2009.
- XU, J.P. Normalized velocity profiles of field measured turbidity currents: *Geology*, v. 38, p. 563–566, 2010.
- XU, J.P. Measuring turbidity currents in submarine canyons: Technological and scientific progress in the past 30 years: *Geosphere*, v. 7, p. 868–876, 2011.
- XU, J.P., SEQUEIROS, O.E., AND NOBLE, M.A. Sediment concentrations, flow conditions, and downstream evolution of two turbidity currents, Monterey Canyon, USA: Deep-sea Research. Part I, *Oceanographic Research Papers*, v. 89, p. 11–34, 2014.
- ZAVIALOV, P., KAO, R., KREMENETSKIY, V., PERESYPKIN, V., DING, C., HSU, J., CHEN, P. Evidence for submarine groundwater discharge on the Southwestern shelf of Taiwan. *Continental Shelf Research*, 34, 18-25, 2012.
- ZEKTZER, I., IVANOV, V., & MESKHETELI, A. The problem of direct groundwater discharge to the seas. *Journal of Hydrology*, 20, 1-36, 1973.
- ZENG, J., & LOWE, D. Numerical simulation of turbidity current flow and sedimentation: I. Theory. *Sedimentology*, 44, 67-84, 1997.
- ZHANG, J., & MANDAL, A. Linkages between submarine groundwater systems and the environment. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 4, 219-226, 2012.



## **APÊNDICE**

**Tabela 21: Dados de medida de vazão de surgência (SGD) obtidos através de medições diretas em regiões costeiras em diferentes locais do mundo. Dados incluem ano da publicação, autores, título do trabalho, localização da área de estudo e a velocidade do fluxo de surgência.**

Dados da publicação			Dados geográficos			SGD
Ano	Autor	Título do trabalho	Continente	Localização	Coordenadas	Velocidade
2012	Povinec, P.; Burnett, W.; Beck, A.; Bokuniewicz, H.; Charette, M.; Gonneea, M.	Isotropic, geophysical and biogeochemical investigation of submarine groundwater discharge: IAEA-UNESCO intercomparison exercise at Mauritius Island	África	Ilha Maurícia	-20.277241, 57.365486	40 cm/dia
2007	Beck, A.J.; Rapaglia, J.P.; Cochran, J.K.; Bokuniewicz, H.J.	Radium mass-balance in Jamaica Bay, NY: Evidence for a substantial flux of submarine groundwater	América do Norte	Estados Unidos	40.611915, -73.842832	20 cm/dia
2008	Beck, A.J.; Rapaglia, J.P.; Cochran, J.K.; Bokuniewicz, H.J.	Submarine groundwater discharge to Greoto South Bay, NY, estimated using Ra isotopes	América do Norte	Estados Unidos	40.648351, -73.248271	7 cm/dia
2007	Beck, A.J.; Tsukamoto, Y.; Tovar-Sanchez, A.; Huerta-Diaz, M.; Bokuniewicz, H.J.	Importance of geochemical transformations in determining submarine groundwater discharge-derived trace metal and nutrient fluxes	América do Norte	Estados Unidos	41.081942, -72.290087	12 cm/dia
2006	Boehm, A.; Paytan, A.; Shellenbarger, G.	Composition and flux of groundwater from a Californian beach aquifer: Implications for nutrient supply to the surf zone	América do Norte	Estados Unidos	33.635073, -117.966691	13 cm/dia
1980	Bokuniewicz, H.	Groundwater Seepage into Great South Bay, New York	América do Norte	Estados Unidos	40.649787, -73.136255	4 cm/dia
2007	Breier, J.A.; Edmonds, H.N.	High 226 Ra and 226 Ra activities in Nueces Bay, Texas indicate large submarine saline discharges	América do Norte	Estados Unidos	27.853061, -97.221740	3 cm/dia
1996	Bugna, G.C.; Chanton, J.P.; Cable, J.E.	The importance of groundwater discharge to the methane budgets of nearshore and continental shelf waters of the northeastern Gulf of Mexico	América do Norte	Estados Unidos	29.913999, -84.555560	800 cm/dia
1996	Cable, J.E.; Burnett, W.C.; Chanton, J.P.	Estimating groundwater discharge into the northeaster Gulf of Mexico using radon-222	América do Norte	Estados Unidos	29.880551, -84.501731	10 cm/dia
2003	Chanton, J.P.; Burnett, W.C.; Dulaiova, H.	Seepage rate variability in Florida Bay driven by Atlantic tidal height	América do Norte	Estados Unidos	24.977462, -80.551548	15 cm/dia
2003	Charrete, M.A.; Splivallo, R.; Herbold, C.	Salt marsh submarine groundwater discharge as traced by radium isotopes	América do Norte	Estados Unidos	41.588425, -70.645700	100 cm/dia
1999	Cobett, D.R.; Chanton, J.; Burnett, W.; Dillon, K.	Patterns of groundwater discharge into Florida Bay	América do Norte	Estados Unidos	24.836131, -80.790580	45 cm/dia
2008	Crusius, J.; Berg, P. Koopmans, D.	Eddy correlation measurements of submarine groundwater discharge	América do Norte	Estados Unidos	41.833731, -69.969653	20 cm/dia
2012	Dimova, N.T.; Swarzenski, P.W.; Dulaiova, H.	Utilizing multichannel electrical resistivity methods to examine the dynamics of the fresh water-seawater interaction in two Hawaiian groundwater systems	América do Norte	Estados Unidos	21.281501, -157.716585	2400 cm/dia
2006	Dulaiova, H.; Burnett, W.C.; Chanton, J.P.	Assessment of groundwater discharge into West Neck Bay, New York, via natural tracers	América do Norte	Estados Unidos	41.063348, -72.353068	200 cm/dia

Dados da publicação			Dados geográficos			SGD
Ano	Autor	Título do trabalho	Continente	Localização	Coordenadas	Velocidade
2003	Garrison, G.H.; Glenn, C.R. McMurtry, G.M.	Measurement of submarine groundwater discharge in Kahana Bay, O'ahu Hawai'i	América do Norte	Estados Unidos	21.555876, -157.873919	10 cm/dia
2008	Hougham, A.L.; Moran, S.B.; Masterson, J.P.; Kelly, R.P.	Seasonal changes in submarine groundwater discharge to coastal salt ponds estimated using 226Ra and 228Ra	América do Norte	Estados Unidos	41.369779, -71.614266	120 cm/dia
2013	Kolker, A.; Cable, J.; Johannesson, K.; Allison, M.; Inniss, L.	Pathways and processes associated with the transport of groundwater in deltaic systems	América do Norte	Estados Unidos	29.634993, -90.161788	10 cm/dia
1999	Krest, J.; Moore, W.; Rama	226Ra and 228 Ra in the mixing zones of the Mississippi and Atchafalaya Rivers: indicators of groundwater input	América do Norte	Estados Unidos	29.556385, -89.872868	1 cm/dia
2007	Kroeger, K.; Swarzenski, P.; Greenwood, J.; Reich, C.	Submarine groundwater discharge to Tampa Bay: Nutrient fluxes and biogeochemistry of the coastal aquifer	América do Norte	Estados Unidos	27.776439, -82.614605	70 cm/dia
2007	McCoy, C.; Cobertt, D.; Calbe, J.; Spruill, R.	Hydrogeological characterization of southeast coastal plain aquifers and groundwater discharge to Onslow Bay, North Carolina (USA)	América do Norte	Estados Unidos	34.071770, -77.847205	0,7 cm/dia
2003	Michael, H.; Lubetsky, J.; Harvey, C.	Characterizing submarine groundwater discharge: A seepage meter study in Waquoit Bay, Massachusetts	América do Norte	Estados Unidos	41.580289, -70.523579 41.573195, -70.526841	70 cm/dia
2011	Michale, H.; Charette, M.; Harvey, C.	Patterns and variability of groundwater flow and radium activity at the coast: A case study from Waquoit Bay, Massachusetts	América do Norte	Estados Unidos	41.580289, -70.523579	70 cm/dia
2005	Michael, H.; Mulligan, A.; Harvey, C.	Seasonal oscillations in water exchange between aquifers and the coastal ocean	América do Norte	Estados Unidos	41.580289, -70.523579	70 cm/dia
2006	Mulligan, A.; Charette, M.	Intercomparison of submarine groundwater discharge estimates from a sandy unconfined aquifer	América do Norte	Estados Unidos	41.580289, -70.523579	50 cm/dia
1999	O'Rourke, D.; Paulsen, R.; Wong, T.	Measuring submarine groundwater seepage using an ultrasonic flow meter and the "Drum Method" - A comparative study	América do Norte	Estados Unidos	41.064145, -72.362253	40 cm/dia
2004	Paulsen, R.; O'Rourke, D.; Smith, C.; Wong, T.	Tidal load and salt water influences on submarine groundwater discharge	América do Norte	Estados Unidos	41.064145, -72.362253	180 cm/dia
2001	Paulsen, R.; Smith, C.; O'Rourke, D.; Wong, T.	Development and evaluation of an ultrasonic groundwater seepage meter	América do Norte	Estados Unidos	41.064145, -72.362253	170 cm/dia
2010	Peterson, R.T.; Santos, I.; Burnett, W.	Evaluating groundwater discharge to tidal rivers based on a 222Rn time-series approach	América do Norte	Estados Unidos	28.227285, -80.523474	150 cm/dia
1996	Moore, W.; Rama.	Using the radium quartet for evaluating groundwater input and water exchange in salt marshes	América do Norte	Estados Unidos	33.363162, -79.269532	10 cm/dia
2009	Santos, I.; Burnett, W.; Dittmar, T.; Suryaputra, I.; Chanton, J.	Tidal pumping drives nutrient and dissolved organic matter dynamics in a Gulf of Mexico subterranean estuary	América do Norte	Estados Unidos	27.909694, -83.005458	50 cm/dia
2011	Isaac, S.; Deveze, C.; Peterson, R.; Burnett, W.	Tracing submarine hydrothermal inputs into a coastal bay in Baja California using radon	América do Norte	Estados Unidos	26.645951, -113.377032	40 cm/dia

Dados da publicação			Dados geográficos			SGD
Ano	Autor	Título do trabalho	Continente	Localização	Coordenadas	Velocidade
2003	Schwartz, M.	Significant groundwater input to a coastal plain estuary: Assessment from excess radon	América do Norte	Estados Unidos	38.840805, -75.008418	10 cm/dia
2001	Scott, M.; Moran, S.	Ground water input to coastal salt ponds of southern Rhode Island estimated using 226Ra as a tracer	América do Norte	Estados Unidos	41.375165, -71.519087	1 cm/dia
1998	Shaw, T.; Moore, W.; Kloepfer, J.; Sochaski, M.	The flux of barium to the coastal waters of the southeastern USA: The importance of submarine groundwater discharge	América do Norte	Estados Unidos	33.163731, -79.190483	2 cm/dia
2008	Smith, C.; Cable, J.; Martin, J.; Roy, M.	Evaluating the source and seasonality of submarine groundwater discharge using a radon-222 pore water transport model	América do Norte	Estados Unidos	28.153743, -80.581057	80 cm/dia
2003	Smith, L.; Zawadzki, W.	A hydrogeologic model of submarine groundwater discharge: Florida intercomparison experiment	América do Norte	Estados Unidos	30.075010, -84.195589	10 cm/dia
2008	Spiteri, C.; Slomp, C.; Charette, M.; Tuncay, K.; Meile, C.	Flow and nutrient dynamics in a subterranean estuary (Waquoit Bay, MA, USA): Field data and reactive transport modeling	América do Norte	Estados Unidos	41.567438, -70.521578	235 cm/dia
2012	Stachelhaus, S.; Moran, S.; Kelly, R.	Na evaluation of the efficacy of radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge to southern Rhode Island's coastal ponds	América do Norte	Estados Unidos	41.330083, -71.770748 41.355140, -71.639287 41.338085, -71.726640 41.380947, -71.513716	2 cm/dia
2009	Swarzenski, P.; Izbicki, J.	Coastal groundwater dynamics off Santa Barbara, California: Combining geochemical tracers, electromagnetic seepmeters, and electrical resistivity	América do Norte	Estados Unidos	34.409741, -119.684810	14.5 cm/dia
2006	Swarzenski, P. Orem, W.; McPherson, B.; Baskaran, M.; Wan, Y.	Biogeochemical transport in the Loxahatchee River estuary, Florida: The role of submarine groundwater discharge	América do Norte	Estados Unidos	26.943894, -80.069207	7.4 cm/dia
2007	Swarzenski, P.; Reich, C.; Kroeger, K.; Baskaran, M.	Ra and Rn isotopes as natural tracer of submarine groundwater discharge in Tampa Bay, Florida	América do Norte	Estados Unidos	27.682841, -82.580274	1.5 cm/dia
2003	Taniguchi, M.; Burnett, W.; Smith, C.; Paulsen, R.; O'Rourke, D.; Krupke, S.; Cristoff, J.	Spatial and temporal distribution of submarine groundwater discharge rates obtained from various types of seepage meters at a site in the Northeastern Gulf of Mexico.	América do Norte	Estados Unidos	30.097145, -85.725512	50 cm/dia
2008	Bokuniewicz, H.; Taniguchi, M.; Ishitoibi, T.	Direct measurements of submarine groundwater discharge (SGD) over a fractured rock aquifer in Flamengo Bay, Brazil	América do Sul	Brasil	-23.418651, -45.059387	400 cm/dia
2008	Oberdorfer, J.; Charette, M.; Allen, M.; Martin, J.; Cable, J.	Hydrogeology and geochemistry of near-shore submarine groundwater discharge at Floamengo Bay, Ubatuba, Brazil	América do Sul	Brasil	-23.501244, -45.102210	6,7 cm/dia
2003	Oliveira, J.; Burnett, W.; Mazzilli, B.; Braga, E.; Farias, L.; Christoff, J.; Furtado, V.	Reconnaissance of submarine groundwater discharge at Ubatuba coas, Brazil, using 222Rn as a natural tracer	América do Sul	Brasil	-23.495685, -45.045895	4,8 cm/dia
2008	Povinec, P.; Bokuniewicz, H.; Burnett, W.; Cable, J.; Charette, M.; Comanducci, J.; Kontar, E.; Moore, W.; Oberdorfer, J.	Isotope tracing of submarine groundwater discharge offshore Ubatuba, Brazil: results of the IAEEA-UNESCO SGD project	América do Sul	Brasil	-23.421586, -45.055771	360 cm/dia

Dados da publicação			Dados geográficos			SGD
Ano	Autor	Título do trabalho	Continente	Localização	Coordenadas	Velocidade
2008	Povinec, P.; Oliveira, J.; Braga, E.; Comanducci, J.; Gastaud, J.; Groening, M.; Palomo, I.; Morgenstern, U.; Top, Z.	Isotopic, trace element and nutrient characterization of coastal waters from Ubatuba inner shelf area, south-easter Brazil	América do Sul	Brasil	-23.432947, -45.066507	40 cm/dia
2008	Taniguchi, M.; Stieglitz, T.; Ishitobi, T.	Temporal variability of water quality of submarine groundwater discharge in Ubatuba, Brazil	América do Sul	Brasil	-23.501300, -45.119069	360 cm/dia
2012	Lee, C.; Jiao, J.; Luo, X.; Moore, W.	Estimation of submarine groundwater discharge and associated nutrient fluxes in Tolo Harbour, Hong Kong	Ásia	China	22.441441, 114.245002	16,6 cm/dia
2011	Senal, M.; Jacinto, G.; McGlone, M.L.; Siringan, F.; Zamora, P.; Soria, L.; Cardenas, M.; Villanoy, C.; Cabrera, O.	Nutrient input from submarine groundwater discharge on the Santiago reef flat, Bolinao, Northwestern Philippines	Ásia	Filipinas	16.431068, 119.925017	16 cm/dia
2011	Waska, H.; Kim, G.	Submarine groundwater discharge (SGD) as a main nutrient source for benthic and water-column primary production in a large intertidal environment of the Yellow Sea	Ásia	Coréia do Sul	35.096612, 126.387195	356 cm/dia
2007	Bumett, W.C.; Wattayakorn, G.; Taniguchi, M.	Groundwater-derived nutrient inputs to the Upper Gulf of Thailand	Ásia	Tailândia	13.548180, 100.583707	20 cm/dia
2012	Gu, H.; Moore, W.; Zhang, L.; Du, J.; Zhang, J.	Using radio isotopes to estimate the residence time and the contribution of submarine groundwater discharge (SGD) in the Changjiang effluente plume, East China Sea	Ásia	China	31.207371, 122.198921	50 cm/dia
2010	Hwang, D.; Kim, G.; Lee, W.; Oh, H.	The role of submarine groundwater discharge (SGD) in nutrient budgets of Gamak Bay, a shellfish farming bay, in Korea	Ásia	Coréia do Sul	34.744527, 127.650250	12 cm/dia
2005	Hwang, D.; Kim, G.; Lee, Y.; Yang, H.	Estimating submarine inputs of groundwater and nutrients to a coastal bay using radium isotopes	Ásia	Coréia do Sul	34.816997, 127.478072	24 cm/dia
2013	Ji, T.; Du, J.; Moore, W.; Zhang, G.; Su, N.; Zhang, J.	Nutrient inputs to a Lagoon through submarine groundwater discharge: The case of Laoye Lagoon, Hainan, China	Ásia	China	18.697256, 110.405095	10 cm/dia
2008	Kim, G.; Ryu, J.; Hwang, D.	Radium tracing of submarine groundwater discharge (SGD) and associated nutrient fluxes in a highly-permeable bed coastal zone, Korea	Ásia	Coréia do Sul	36.051903, 129.466208	20 cm/dia
2005	Kim, G.; Ryu, J.; Yang, H.; Yun, S.	Submarine groundwater discharge (SGD) into Yellow Sea revealed by <sup>228</sup> Ra and <sup>226</sup> Ra isotopes: Implications for global silicate fluxes	Ásia	Yellow Sea	36.763689, 123.671233	0,45 cm/dia
2006	Taniguchi, M.; Ishitobi, T.; Shimada, J.	Dynamics of submarine groundwater discharge and freshwater-seawater interface	Ásia	Japão	32.271958, 130.329617	79 cm/dia
2004	Taniguchi, M.; Iwakawa, H.	Submarine groundwater discharge in Osaka Bay, Japan	Ásia	Japão	34.558631, 135.263713	8 cm/dia
2008	Tse, K.; Jiao, J.	Estimation of submarine groundwater discharge in Plover Cove, Tolo Harbour, Hong Kong by <sup>222</sup> Rn.	Ásia	China	22.443957, 114.197882	16,6 cm/dia

Dados da publicação			Dados geográficos			SGD
Ano	Autor	Título do trabalho	Continente	Localização	Coordenadas	Velocidade
2009	Lee, Y.; Hwang, D.; Kim, G.; Lee, W.; Oh, H.	Nutrient inputs from submarine groundwater discharge (SGD) in Masan Bay, na embayment surrounded by heavily industrialized cities, Korea	Ásia	Coréia do Sul	35.194085, 128.578690	7 cm/dia
2013	Rahman, M.; Lee, Y.; Kim, G.; Lee, K.; Han, S.	Significance of submarine groundwater discharge in the coastal fluxes of mercury in Hampyeong Bay, Yellow Sea	Ásia	Coréia do Sul	35.074187, 126.408032	35 cm/dia
2006	Burnett, W.C.; Dulaiova, H.	Radon as a tracer of submarine groundwater discharge into a boat basin in Donnalucata, Sicily.	Europa	Itália	36.762409, 14.634371	8 cm/dia
2008	Garcia, E.; Masqué, P.; Garcia, j.; Rapaglia, J.	Estimating submarine groundwater discharge around Isola La Cura, norther Venice Lagoon (Italy), by using the radium quarter	Europa	Itália	45.498446, 12.472822	210 cm/dia
2014	Kotwicki, L.; Grzelak, K.; Czub, M.; Dellwig, O.; Gentz, T.; Szymczycha, B.; Böttcher, M.	Submarine groundwater discharge to the Baltic coastal zone: Impacts on the meiofaunal community	Europa	Polônia	54.596664, 18.809321	18 cm/dia
2006	Povinec, P.; Aggarwal, P.; Aureli, A.; Burnett, W.; Kontar, W.; Moore, W.; Taniguchi, M.; Dulaiova, H.	Characterization of submarine groundwater discharge offshore south-easter Sicily	Europa	Itália	36.983223, 15.316642	33 cm/dia
2012	Rapaglia, J.; Koukoulas, S.; Zaggia, L.; Lichter, M.; Manfè, G.; Vafeidis, A.	Quantification of submarine groundwater discharge and optimal radium sampling distribution in the Lesina Lagoon, Italy	Europa	Itália	41.885098, 15.429570	10,5 cm/dia
2012	Szymczycha, B.; Vogler, S.; Pempkowiak, J.	Nutrient fluxes via submarine groundwater discharge to the Bay of Puck, southern Baltic Sea	Europa	Polônia	54.595235, 18.794766	2,2 cm/dia
2006	Taniguchi, M.; Burnett, W.; Dulaiova, H.; Kontar, E.; Povinec, P.; Moore, W.	Submarine groundwater discharge measured by seepage meters in sicilian coastal water	Europa	Itália	36.762688, 14.632546	80 cm/dia
2007	Narayan, K.; Schleeberger, C.; Bristow, K.	Modelling seawater intrusion in the Burdekin Delta Irrigation Area, North Queensland, Australia	Oceania	Austrália	-19.665254, 147.611786	100 m/dia
2011	Santos, I.; Eyre, B.	Radon tracing of groundwater discharge into na Australian estuary surrounded by coastal acid sulphate soil	Oceania	Austrália	-28.872469, 153.580598	59 cm/dia
2009	Smith, A.; Herne, D.; Turner, J.	Wave effects on submarine groundwater seepage measurement	Oceania	Austrália	-32.170119, 115.745744	100 cm/dia
2013	Tait, D.; Santos, I.; Erler, D.; Befus, K.; Cardenas, M.; Eyre, B.	Estimating submarine groundwater discharge in a South Pacific coral reef lagoon, using different radioisotope and geophysical approaches	Oceania	Cook Island	-21.262090, -159.731468	1,8 cm/dia
2010	Varma, S.; Turner, J.; Underschultz, .	Estimation of submarine groundwater discharge into Geographe Bay, Bunbury, Western Australia	Oceania	Austrália	-33.643115, 115.199687	300 cm/dia