

Os primeiros turbiditos do Brasil

The first turbidites in Brazil

FERNANDO FARIAS VESELY¹, RONALDO PAULO KRAFT², TIAGO ROSSONI MATTOS³,
DANIELLE CRISTINE BUZATTO SCHEMIKO⁴, FÁBIO BERTON⁵,
LETÍCIA BETEZEK MONTEIRO⁶ & HUGO SEITI YAMASSAKI⁷

¹ Departamento Geologia - UFPR, Brasil, <https://orcid.org/0000-0002-6741-8589>, vesely@ufpr.br

² Departamento Geologia - UFPR, Brasil, ropkraft@gmail.com

³ Departamento Geologia - UFPR, Brasil, tsottam@gmail.com

⁴ Departamento Geologia - UFPR, Brasil, danielleschemiko@gmail.com

⁵ Equinor Brasil, Brasil, fabe@equinor.com

⁶ Departamento Geologia - UFPR, Brasil, leticiabetezek@gmail.com

⁷ Departamento Geologia - UFPR, Brasil, hs.yamassaki@gmail.com

Resumo

No sul do Paraná e boa parte do estado de Santa Catarina aflora uma sucessão de arenitos e ritmitos de idade eopermiana, cuja gênese está relacionada à ação de correntes de turbidez. Esses depósitos foram identificados por Salamuni e colaboradores em 1966, sendo assim os primeiros turbiditos descritos no Brasil. No entanto, esse trabalho pioneiro tem sido esquecido na literatura geológica brasileira. O intervalo turbidítico situa-se no Membro Rio Segredo da Formação Taciba, terço superior do Grupo Itararé, Bacia do Paraná. As fácies incluem desde turbiditos delgados em camadas centimétricas de arenito muito fino que grada para folhelho até camadas mais espessas, até mesmo métricas, de arenitos tabulares, frequentemente amalgamados. Estruturas de sobrecarga, marcas basais de arraste e impacto de detritos, turboglifos, aspecto predominantemente maciço, feições de escape de fluidos, estrados gradados e deformação plástica penecontemporânea formam conjunto de evidências que corrobora a atividade de fluxos gravitacionais. Além disso, a associação repousa sobre o folhelho Lontras, cujas fácies, atributos geoquímicos e conteúdo fossilífero indicam deposição em ambiente marinho restrito, de baixa oxigenação e relativamente profundo. A sucessão acima dos turbiditos registra ainda a progradação de taludes deltaicos suscetíveis a escorregamentos, que culminam com sedimentação fluvial e costeira já pertencente à Formação Rio Bonito. As relações estratigráficas permitem concluir que os turbiditos compõem um complexo com no mínimo 220 km de extensão lateral, desenvolvido durante a progradação de deltas que preencheram a bacia após seu máximo afogamento causado pela deglaciação do final do Pensilvaniano. Em subsuperfície, os arenitos turbidíticos são potenciais reservatórios para hidrocarboneto gerado em folhelhos do Devoniano da Bacia do Paraná. Podem ainda constituir bons análogos de afloramento para reservatórios turbidíticos inseridos em cunhas progradacionais de outras bacias.

Palavras-chave: Complexo turbidítico, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Comissão da Carta Geológica do Paraná, reservatórios de água profunda

Abstract

An early Permian succession of turbidite sandstones and rhythmites is well exposed in southern Paraná and a large area of Santa Catarina, southern Brazil. These deposits were identified by Salamuni and co-workers in 1966 and are the first turbidites reported in Brazil. However, this fact has been overlooked in the Brazilian geological literature. The turbidite succession belongs to the Rio Segredo Member of the Taciba Formation, which is the upper third of the Itararé Group, Permian of the Paraná Basin. Turbidite facies include thin-bedded alternation of sandstone and mudstone and thicker, up to m-thick tabular sandstones often amalgamated. Load structures, sole marks formed by scouring and impact of debris, flute casts, the dominant massive aspect of sands, graded bedding, water-scape structures and penecontemporaneous plastic deformation compose a group of evidence in favor of the activity of sediment gravity flows. Moreover, the turbidite unit rests on the Lontras shale, in which facies, geochemical parameters and fossil content point to a relatively deep, poorly oxygenated, restricted marine environment. The succession above the turbidites records the progradation of delta-slope sediments prone to instability and failure which, in turn, are overlain by coastal and fluvial deposits belonging to the Rio Bonito Formation. The stratigraphic relationships allow to con-



clude that the turbidites form a complex at least 220 km wide associated with the progradation of deltas that filled the basin subsequent to the end-Pennsylvanian deglacial transgression. The turbidite sandstones are potential reservoirs for Devonian, gas-prone source rocks in the subsurface and can be considered suitable outcrop analogs for turbidite reservoirs formed within progradational wedges elsewhere.

Keywords: *Turbidite complex, Itararé Group, Paraná Basin, Comissão da Carta Geológica do Paraná, deep-water reservoirs*

1. Introdução

Turbiditos hospedam importantes reservas de petróleo nas bacias da margem continental brasileira e respondem atualmente por parcela considerável da produção nacional de óleo e gás (ANP, 2020). Quando as primeiras acumulações foram descobertas, a comunidade geocientífica se viu diante da necessidade de desenvolver modelos geológicos para a exploração e produção desses reservatórios. Deste modo, pesquisas sobre turbiditos e outros temas ligados a ambientes deposicionais de águas profundas tornaram-se comuns, englobando estudos em afloramentos e em subsuperfície nas diferentes bacias brasileiras (Fisher et al., 1973; Zalán et al., 1981; Bruhn & Moraes 1989; Carminatti and Scarton, 1991; Bruhn & Walker, 1995; Caddah et al., 1998; d’Avila et al. 2008; Fetter et al., 2009; Arienti et al., 2013).

Contudo, a história da pesquisa sobre turbiditos no Brasil iniciou bem antes das primeiras descobertas de petróleo e poucos anos após a publicação do clássico modelo de Bouma (1962) sobre a “sequência de fácies” turbidíticas. Trata-se do relato de fácies turbidíticas finamente acamadadas (rítmicas) do Grupo Itararé nas regiões de Rio Negro e Mafra (divisa Paraná/Santa Catarina) feito por Salamuni, Marques Filho e Sobanski em 1966. Essa publicação é, muito provavelmente, o primeiro trabalho sobre turbiditos no Brasil. Porém, tal estudo pioneiro é ainda pouco reconhecido no meio científico nacional, embora estudos subsequentes tenham abordado o mesmo intervalo turbidítico (Castro, 1991; d’Avila, 2009; Puigdomenech et al., 2014; Fallgatter, 2015; Mattos, 2015; Schemiko et al., 2019; Valdez et al., 2019).

No momento em que o pré-sal se consolida como a principal província produtora de petróleo do Brasil, o olhar exploratório se volta novamente para os turbiditos em novas fronteiras exploratórias de águas profundas e ultra profundas da margem continental (e.g., Pellegrini e Ribeiro, 2018), revitalizando a pesquisa científica no tema e a busca por análogos de afloramentos. Nesse contexto, julgamos oportuna uma atualização sobre o conhecimento geológico a respeito dos turbiditos descritos Salamuni et al. (1966). Portanto, este artigo tem dois objetivos: 1) o de divulgar para a comunidade geológica o pioneirismo do estudo de turbiditos no Brasil e 2) aprofundar a compreensão sobre a sedimentação turbidítica registrada no Grupo Itararé, assim como seu contexto estratigráfico e paleogeográfico.

2. O que são turbiditos

Tendo em vista os frequentes debates e contradições envolvendo a nomenclatura relacionada a turbiditos (e.g., Shanmugan, 1997; Mulder & Alexander, 2001; Mutti et al., 2008), apresentamos aqui uma breve revisão conceitual do tema. Contudo, está muito além do nosso objetivo uma análise detalhada sobre a evolução do conceito de turbidito e os modelos deposicionais associados. Para tanto, recomenda-se a leitura de d’Avila et al. (2008) como referência em língua portuguesa.

Turbidito é o nome genético dado ao depósito de um processo sedimentar denominado “corrente de turbidez”. Corrente de turbidez é um fluxo gravitacional de sedimento (e.g., Lowe, 1982), ou seja, as partículas se movem principalmente em suspensão devido a ação da força gra-

vitacional atuante sobre uma mistura densa de sedimento e fluido. Os primeiros estudos sobre correntes de turbidez e turbiditos preocupavam-se em compreender a origem do acamamento gradacional (*graded bedding*) exposto nas cadeias alpinas, onde espessos (centenas a milhares de metros) conjuntos de camadas exibem alternância regular de arenito e pelito, com afinamento textural da base para o topo em cada camada (Kuenen & Migliorini, 1950). Esse estilo de acamamento contrastava com o “acamamento por corrente” (*current bedding*), cuja gênese era mais bem compreendida graças a simulações de fluxo e formas de leito em laboratório (e.g., Harms, 1969) e observação direta da dinâmica sedimentar em ambientes modernos de fácil acesso, tais como rios, deltas, praias, planícies de maré e campos de dunas eólicas.

Estudos experimentais conduzidos em tanques de simulação de fluxo (*flumes*) mostram que correntes de turbidez são comumente bipartidas (e.g., Postma et al., 1989) (Fig. 1A), ou seja, apresentam divisão basal laminar, de alta concentração e dominada por forças friccionais, e divisão superior mais diluída e plenamente turbulenta (e.g., Sanders, 1965). A deposição sucessiva do sedimento pela desaceleração do fluxo resulta em camadas com afinamento granulométrico para cima e no sentido do fluxo (Fig. 1B e C). Mudanças temporais na reologia do fluxo desacelerante resultam num ordenamento vertical de estruturas sedimentares e litotipos (a “sequência de fácies” de Bouma, 1962). A deposição relativamente rápida de areia sobre o leito lamoso gera gradiente inverso de densidade, dando origem a estruturas de sobrecarga incluindo *load casts*, estruturas em chama, *ball and pillow* e pseudonódulos, que são comuns (mas não diagnósticas) em turbiditos. O efeito erosivo do fluxo turbulento sobre o leito coesivo pode ainda incorporar clastos (intraclastos) do substrato (*rip-up mudstone clasts*), assim como desenvolver feições alongadas paralelas ao fluxo como turboglifos (*flute casts*), sulcos (*grooves*) dentre outras, cuja orientação revela a direção e/ou sentido da corrente.

Turbiditos foram inicialmente descritos como preenchimento do assoalho de bacias de antepaís, que posteriormente são exumados nos orógenos (e.g., Mutti et al., 2008). Atualmente, sabe-se que turbiditos ocorrem em diferentes contextos, uma vez que para que uma corrente de turbidez se desenvolva basta um gatilho ou mecanismo de disparo que promova a mobilização de uma massa densa de sedimento pela gravidade. Isso é comum na presença de declives, como nos taludes submarinos e frentes de deltas, em que a própria declividade é uma condição para o fluxo. Contudo, sistemas turbidíticos de maior dimensão e longevidade formam-se onde cânions submarinos cortam a plataforma e o talude continental e servem de condutos para a transferência de sedimento para a região abissal (Van Wagoner et al., 1990; Fisher et al., 2021). Nesse cenário formam-se leques submarinos ou *deep-sea fans* (Fig. 1D), que são constituídos essencialmente por turbiditos, mas com presença importante de outros tipos de depósitos como aqueles oriundos de escorregamentos e deslizamentos (depósitos de transporte em massa) e fácies oriundas do retrabalhamento por correntes de fundo.

3. Contexto geológico da área estudada

Entre 1964 e 1971, a Comissão da Carta Geológica do Paraná realizou o primeiro programa de mapeamento geológico sistemático no território brasileiro, em que foram produzidas diversas cartas nas escalas 1:50.000 e 1:70.000 cobrindo grande parte do leste paranaense. Os mapas, suas respectivas notas explicativas e algumas publicações derivadas trouxeram um detalhamento inédito dos diferentes domínios geológicos, incluindo aspectos importantes da estratigrafia e sedimentação na Bacia do Paraná, particularmente dos estratos permocarboníferos do Grupo Itararé (e.g., Salamuni et al., 1966; Bigarella et al., 1967).

Ao examinar afloramentos da sucessão permocarbonífera nos arredores de Rio Negro e Mafra, Salamuni et al. (1966) registraram que

“...no sul do Paraná e vasta porção de Santa Catarina, os depósitos da Formação Itararé são de cunho essencialmente subaquático... Esse condicionamento parece-nos particularmente importante no caso dos depósitos várvidos, os quais, ao menos na área pesquisada, apresentam todas as características de verdadeiros turbiditos” (Salamuni et al., 1966; p. 6).

A citação resume a conclusão dos autores sobre depósitos rítmicos ou “várvidos” do Grupo Itararé que até então eram considerados sedimentos glaciogênicos lacustres sazonais (varvitos). A interpretação foi inovadora na época, pois a conclusão de que os ritmitos eram produto de correntes de turbidez contrastava com os modelos vigentes sobre a paleogeografia da bacia durante a glaciação permocarbonífera (e.g., Leinz, 1937). Atualmente é bem aceito que grande parte do preenchimento da bacia

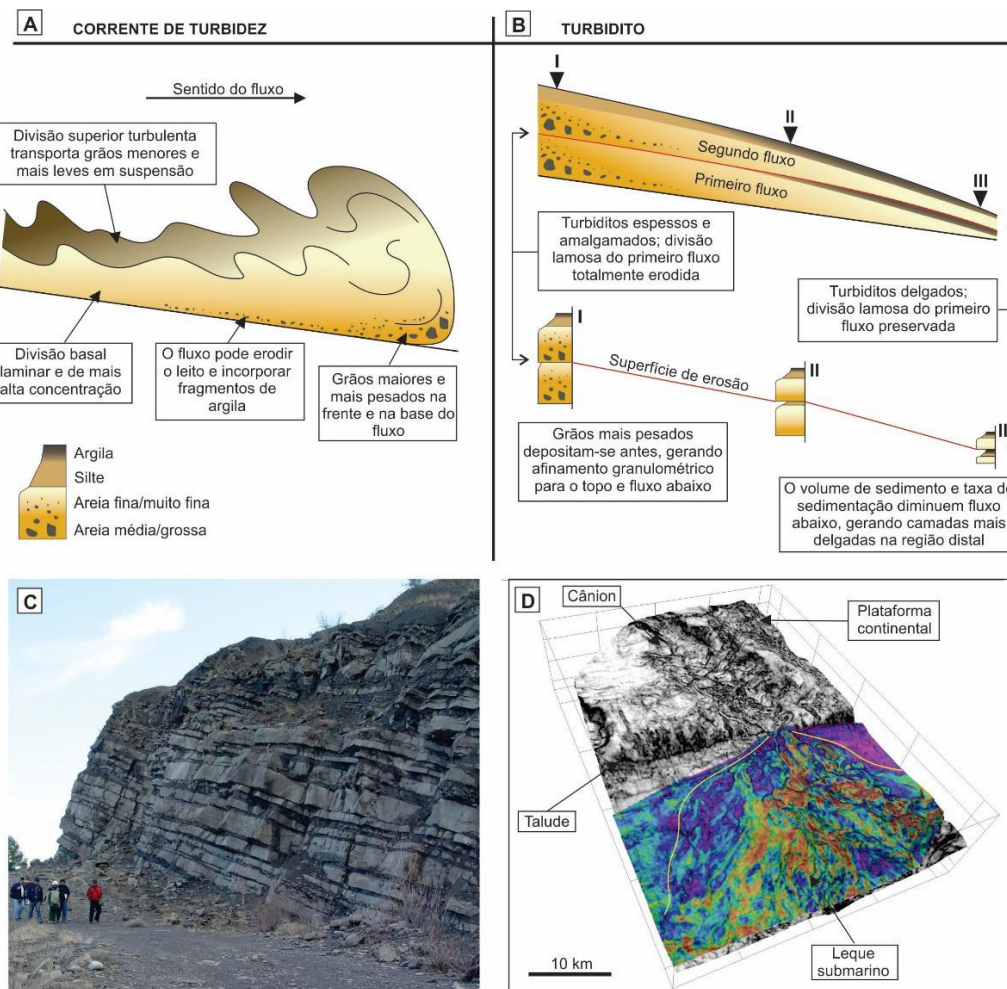


Figura 1 – Correntes de turbidez, turbiditos e sistemas turbidíticos. A) Esquema simplificado de uma corrente de turbidez reproduzida em laboratório (baseado em Postma et al., 1989). B) Modelo esquemático mostrando duas camadas de turbidito com gradação normal formadas por dois fluxos sucessivos. Note que há diminuição de i) granulometria, ii) espessura das camadas e iii) poder erosivo do fluxo no sentido da corrente. C) Sucessão de camadas tabulares e gradadas com alternância de arenito (partes claras e mais espessas) e folhelho (partes escuras e menos espessas) do Eoceno na região de Ainsa (Pireneus espanhóis). D) Leque turbidítico do Cretáceo Superior visto em horizonte sísmico 3D na Bacia de Santos, sudeste do Brasil (norte para o topo da imagem). O mapa em tons de cinza mostra o atributo de coerência, que realça feições morfológicas como um cânion e canais sinuosos internos. O mapa colorido (amplitude RMS) realça litotipos mais arenosos (cores quentes) e argilosos (cores frias). Nesse último, a morfologia em leque (destacada pela linha amarela) é percebida pelo padrão de múltiplos canais que irradiam a partir da desembocadura do cânion.

no “tempo Itararé” se deu pela ação de fluxos gravitacionais subaquáticos de diferentes tipos (Rocha-Campos, 1963; Castro, 1991; Gama Jr et al., 1996; Suss et al., 2014; Fallgatter, 2015; Rodrigues et al., 2020).

A área abordada neste estudo situa-se na faixa de afloramentos do Grupo Itararé (Permocarbonífero) entre as regiões de Campo do Tenente (sudeste do Paraná) e Presidente Getúlio (leste de Santa Catarina; Fig. 2A), onde estão indicadas 9 localidades com boas exposições de turbiditos (Fig. 2B; Tab. 1). Apenas a porção norte dessa faixa abrange a área estudada por Salamuni et al. (1966). Afloram rochas da porção média-superior do Grupo Itararé (Schneider et al., 1974), denominadas, da base para o topo, formações Campo Mourão e Taciba (França & Potter, 1988; Vesely et al., 2021; neste volume). O empilhamento estratigráfico da área, ilustrado de forma esquemática na figura 2C, baseia-se em estudos anteriores (Puigdomenech et al., 2014; Aquino et al., 2016; Schemiko et al., 2019; Valdez et al., 2019). Pode-se observar que a Formação Campo Mourão é predominantemente arenosa, mas inclui um conspicuo intervalo superior de folhelhos portadores de fósseis marinhos (folhelho/Membro Lontras; Schneider et al., 1974; França & Potter, 1988). Já a Formação Taciba é constituída por arenitos turbidíticos (Membro Rio Segredo), diamictito (Membro Chapéu do Sol) e fácies argilosas e heterolíticas (Membro Rio do Sul). O topo da sucessão

envolve já as fácies arenosas regressivas da Formação Rio Bonito, cuja sedimentação ocorreu em ambiente desde marinho raso até fluvial (e.g., Castro, 1991).

Salamuni et al. (1966) identificaram turbiditos em dois intervalos. O “intervalo inferior” situa-se abaixo do Membro Lontras. O intervalo superior é mais jovem que o Membro Lontras e pertence, portanto, ao Membro Rio Segredo da Formação Taciba. Trataremos aqui apenas desse último, pois é nele que ocorrem as fácies turbidíticas mais típicas e os melhores afloramentos (localidades indicadas na Figura 2B). O posicionamento estratigráfico desse intervalo é também mais preciso em função da boa representatividade regional do Membro Lontras em toda a área estudada (Schneider et al., 1974; França & Potter, 1988).

4. Características dos turbiditos e fácies associadas

As fácies são abaixo descritas em dois grandes grupos: os turbiditos propriamente ditos e as fácies associadas (Fig. 2C). Os turbiditos são ainda divididos em turbiditos delgados e turbiditos espessos, uma vez que os últimos não existem na área originalmente descrita por Salamuni et al. (1966), mas são volumetricamente importantes mais para sul. As fácies associadas compreendem hemipelagitos (Membro Lontras), depósitos de transporte em massa ou *mass-transport deposits* (MTDs) e depósitos costeiros e marinhos rasos (Fig. 2C).

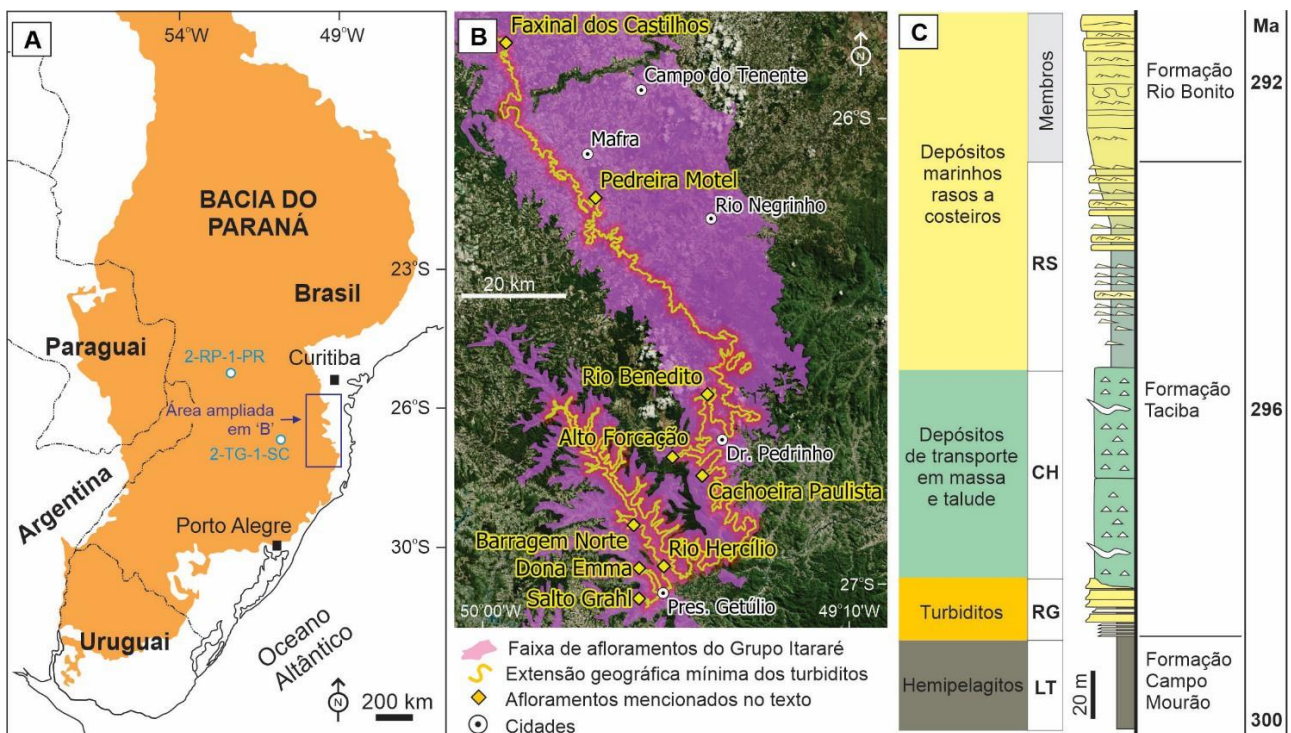


Figura 2 – Contexto geológico e localização dos afloramentos. A) Localização da área na Bacia do Paraná. B) Mapa de localização da área estudada com referência aos afloramentos descritos. C) Coluna representativa do empilhamento estratigráfico da porção média-superior do Grupo Itararé na área (adaptada de Puigdomenech et al., 2014, Aquino et al., 2016, Schemiko et al., 2019 e Valdez et al., 2019; nomenclatura litoestratigráfica de acordo com França & Potter, 1988; siglas para membros: LT, Lontras; RG, Rio Segredo; CH, Chapéu do Sol; RS, Rio do Sul; Ma, idade aproximada em milhões de anos).

4.1. Turbiditos delgados

Os turbiditos descritos por Salamuni et al. (1966) enquadram-se no que é comumente denominado de “turbiditos delgados” (*thin-bedded turbidites*), em que os pares arenito-lamito apresentam espessura normalmente inferior a 20 cm, e que as proporções de areia e lama são equivalentes ou há predomínio de lama. Do ponto de vista descritivo, essa fácies pode ser chamada de heterolito rítmico ou ritmito, nome informal dado às rochas sedimentares que apresentam alternância regular (rítmica) de dois ou mais litotipos em divisões de espessura milimétrica a centimétrica.

Essa fácies se estende de forma praticamente contínua ao longo de toda a área estudada e apresenta espessura de aproximadamente 12 m (Fig. 3). Está ausente apenas na localidade de Alto Forcação (região de Doutor Pedrinho), onde os turbiditos espessos repousam diretamente sobre o folhelho Lontras. Na porção norte (localidades de Faxinal dos Castilhos e Pedreira Motel; Fig. 4A, B) os turbiditos delgados são superpostos em contato erosivo por diamictito (depósito de transporte em massa), ao passo que nas demais localidades são sucedidos pela fácies de turbiditos espessos.

O aspecto dominante é o acamamento gradacional, com ou sem a presença de estruturação interna (Fig. 5A). Laminação plano-paralela, laminação convoluta e ondulações de corrente são relativamente comuns, assim como camadas maciças (não laminadas). Estruturas de carga são frequentes, tais como *load casts*, estruturas em chama, e pseudo-nódulos (Fig. 5A, B). Ocorrem ainda marcas de sola erosivas geradas pelo contato de partículas (grânulos ou fragmentos de vegetais) carregadas pelo

fluxo com o leito coesivo (Fig. 5C), tais como sulcos (*grooves*) e marcas de impacto (*bounce marks*).

4.2. Turbiditos espessos

Compreendem as fácies em que as camadas individuais têm espessura superior a 20 cm, muitas vezes métrica, e apresentam predomínio de arenito em relação a lamito (Fig. 6A). Na maioria dos casos as camadas são amalgamadas, ou seja, há erosão da divisão lamítica e contato direto entre arenitos de diferentes camadas. As camadas são tabulares e lateralmente contínuas, mas em alguns casos podem apresentar base irregular e geometrias caóticas resultantes de deformação penecontemporânea. Esses turbiditos arenosos formam conjuntos de camadas com espessura de até 20 m e se destacam na topografia formando relevos escarpados e quedas d'água (Fig. 6B)

Turbiditos espessos não ocorrem na porção norte da área estudada e por esse motivo não foram noticiados por Salamuni et al. (1966). Contudo, o mapeamento do horizonte turbidítico acima do Membro Lontras (Fig. 2B) mostra que essas fácies passam a ser comuns para sul, sobretudo entre as localidades de Rio Benedito (norte de Doutor Pedrinho) e Salto Grahl (Presidente Getúlio). Nessa área os turbiditos espessos aparecem sobre turbiditos delgados em contato abrupto (Fig. 3). Já na localidade de Alto Forcação (oeste de Doutor Pedrinho), turbiditos espessos estão em contato direto com o Membro Lontras e preenchem topografia desenvolvida por diapirismo do folhelho sotoposto (Fig. 7A). Em alguns casos, como na localidade de Rio Hercílio, o contato é erosivo, havendo fragmentos métricos e angulosos de ritmito incorporados pelo arenito (Fig. 7B).

Localidade	UTM X	UTM Y	Aspectos de interesse	Figuras
Alto Forcação	638955	7040019	Turbiditos espessos sobre domo de folhelho; dobras penecontemporâneas	7A, 8C
Barragem Norte	629889	7024158	Folhelho Lontras com lentes de calcário	10
Cachoeira Paulista	645943	7035695	Turbiditos espessos e delgados em ciclos de compensação lateral	6A
Dona Emma	631157	7014087	Seção de 20 m de espessura englobando folhelho Lontras (com lentes de calcário), turbiditos delgados e turbiditos espessos; marcas de sola	3, 5A, 5C, 8D
Faxinal dos Castilhos	600019	7136915	Turbiditos delgados	4A
Pedreira Motel	620988	7100674	Depósito de transporte em massa (diamictito) em contato erosivo sobre turbiditos delgados; estruturas de carga	4B, 5B
Rio Benedito	647140	7054723	Turbiditos espessos	8E
Rio Hercílio	636939	7014519	Turbiditos espessos em contato erosivo sobre turbiditos delgados; clastos arrancados do substrato; estruturas de escape de fluidos	7B, 8B
Salto Grahl	631131	7006960	Turbiditos espessos com turboglifos e feições de deformação penecontemporânea	6B, 8A

Tabela 1 – Localização e aspectos gerais dos afloramentos mencionados no texto. Sistema de coordenadas UTM WGS84, zona 22S.

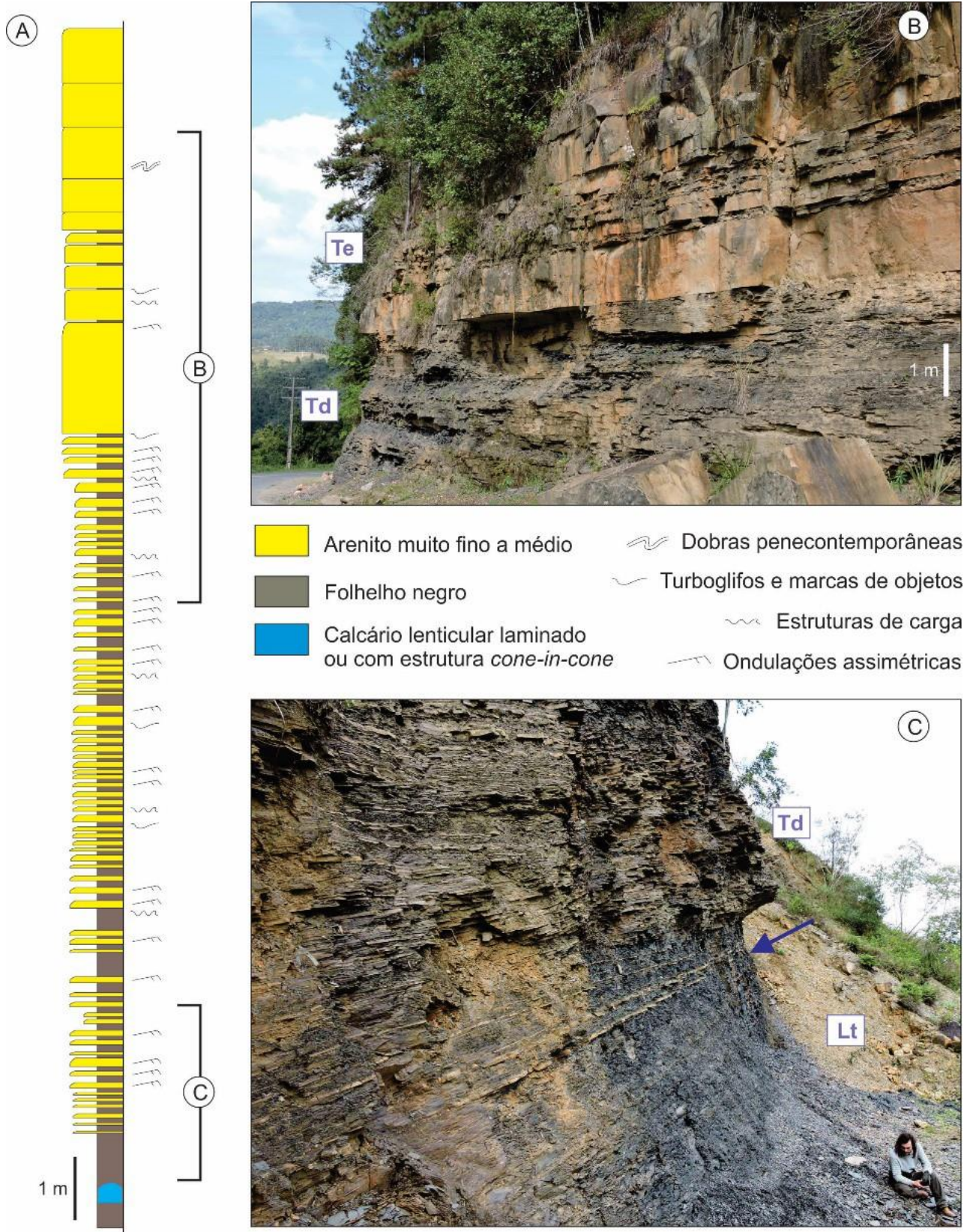


Figura 3 – Seção representativa das fácies turbidíticas na localidade de Rio Krauel (município de Dona Emma – SC). A) Perfil estratigráfico vertical (modificado de Mattos, 2015). B) Detalhe do topo da seção onde é possível observar a passagem abrupta dos turbiditos delgados (Td) para os turbiditos espessos (Te). C) Detalhe da base da seção, em que os turbiditos delgados repousam sobre folhelhos do Membro Lontras (Lt). Contato indicado com seta.

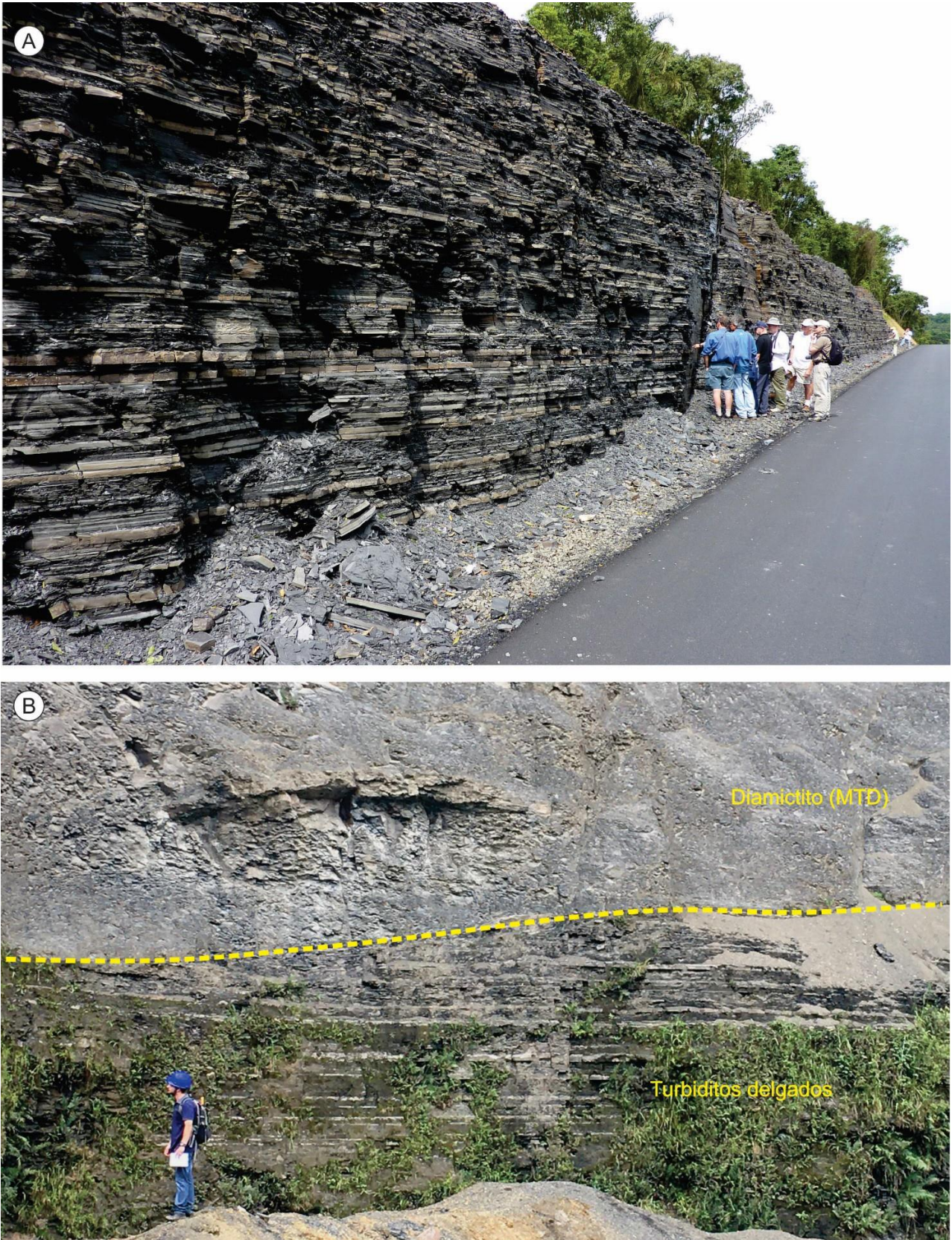


Figura 4 – Fácies de turbiditos delgados. A) Afloramento na BR 476 na localidade de Faxinal dos Castilhos, PR. B) Turbiditos delgados sob MTD (diamictito) na Pedreira Motel (Mafra). A linha tracejada destaca superfície irregular e erosiva na base do diamictito, formada por escavação e cisalhamento do substrato pela passagem de um fluxo de massa.

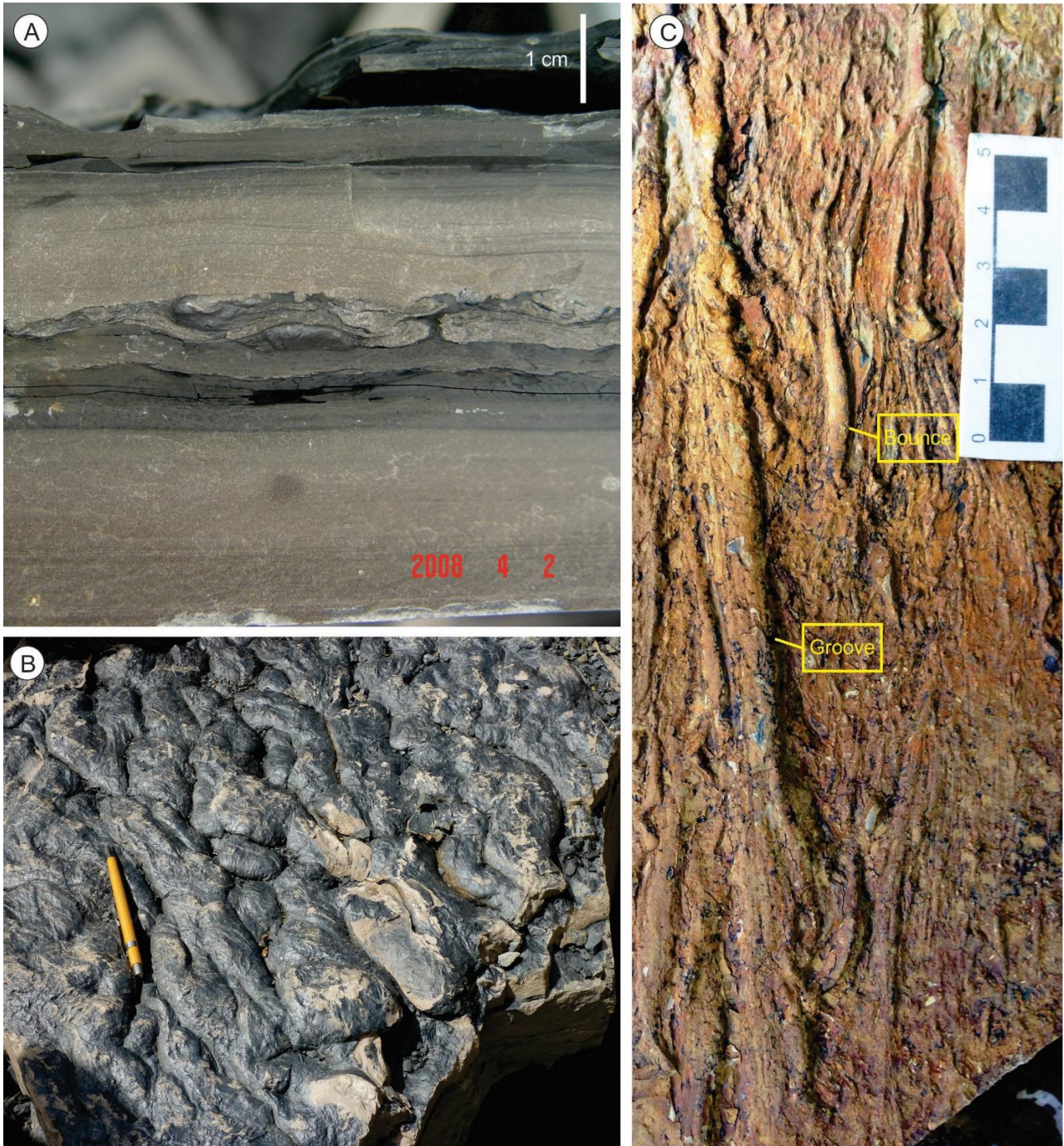


Figura 5 – Detalhes de estruturas sedimentares observadas nos turbiditos delgados. A) Camadas com afinamento granulométrico para cima (gradadas), passando de areia muito fina para lama. Notar laminação paralela na divisão arenosa e estruturas de carga na base da camada superior. B) Visão em planta de estruturas de carga (*load casts*) desenvolvidas no contato de arenito com folhelho. C) Amostra de mão mostrando a base de uma camada de turbidito com diversos tipos de marcas de sola (escala em centímetros).

Nas seções mais representativas (p.ex., figuras 3B e 6A) é possível observar que os turbiditos espessos se organizam em ciclos de aproximadamente 3 m de espessura caracterizados pela alternância de conjuntos de camadas relativamente mais espessas e mais delgadas. Considerando o esquema apresentado na figura 1B, em que o volume dos fluxos (e a espessura das camadas) tende a diminuir de forma radial a partir do ápice do lobo deposicional, esse arranjo cíclico pode ser interpretado como produto de mi-

gração lateral dos lobos (construção e abandono) pelo mecanismo de compensação lateral (e.g., Mutti e Normark, 1991). Nesse processo, o eixo de sedimentação tende a mudar repetidas vezes de posição para preencher baixos batimétricos relativos criados nas áreas inter-lobos.

Internamente, os turbiditos espessos são na grande maioria das vezes maciços (Fig. 3B) e a base das camadas pode apresentar turboglifos (Fig. 8A) e marcas de sola semelhantes àquelas dos turbiditos delgados.

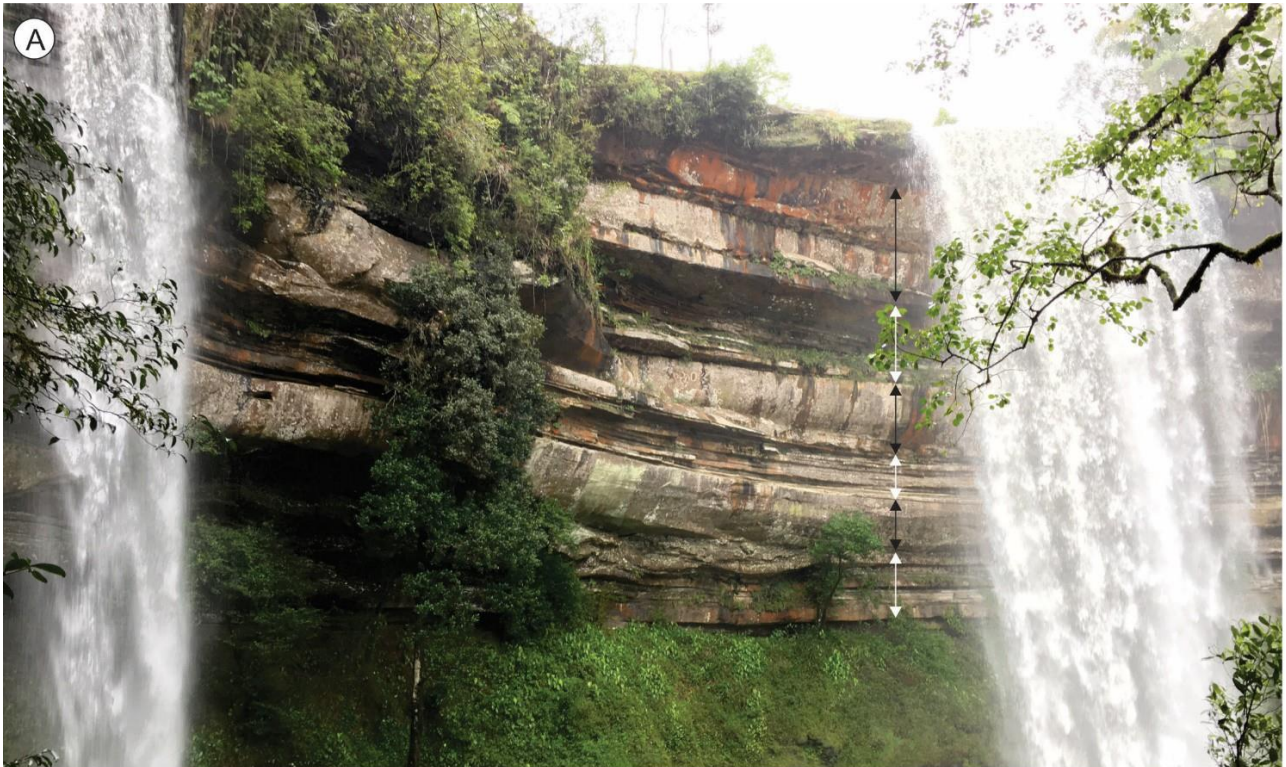


Figura 6 – Fácies de turbiditos espessos. A) Sucessão de aproximadamente 15 metros de espessura na localidade de Cachoeira Paulista. Note que há repetição cíclica de conjuntos distintos de camadas (setas pretas = camadas mais espessas; setas brancas = camadas menos espessas), correspondendo a ciclos de compensação lateral. B) Camadas tabulares e amalgamadas de turbiditos espessos na localidade de Salto Grahl.

Embora mais raras, laminação de consolidação (Fig.8B), laminação plano-paralela (Fig.8C) e ondulações de corrente no topo das camadas (Fig.8D) também podem ocorrer. A laminação de consolidação é uma estrutura secundária gerada pelo escape da água dos poros, gerando fluidificação do sedimento, destruição da estrutura original e colapso do arcabouço granular (Hurst e Cronin, 2001). Ocorre comumente associada às estruturas em prato. Camadas dobradas e contorcidas (Fig. 8E) são relativamente comuns e indicam deformação penecontemporânea por cisalhamento gravitacional e/ou fluidificação do sedimento semi-consolidado (e.g., Tinterri et al., 2016).

4.3. Depósitos associados

A sucessão estratigráfica acima dos turbiditos é um conjunto heterogêneo constituído, da base para o topo, por diamictitos (e localmente conglomerados), folhelhos e siltitos cinzentos, heterolitos não rítmicos e arenitos. A sucessão foi descrita em uma série de trabalhos recentes, tais como Puigdomenech et al. (2014), Fallgatter e Paim (2017), Schemiko et al. (2019), Valdez et al. (2019) e Rodrigues et al. (2020), de modo que não é nosso objetivo uma análise detalhada desses depósitos. Apenas para efeito de contextualização geral dos turbiditos e conforme ilustrado na figura 2C, dividimos esse conjunto em 2 grandes associações de fácies numa versão simplificada do modelo de Schemiko et al. (2019).

A associação de depósitos de transporte em massa e talude compreende principalmente diamictitos de matriz lamosa a lamítico-arenosa, contendo clastos de rochas cristalinas dispersos e blocos alóctones de conglomerado, arenito e heterolito com diferentes intensidades de deformação. Esses blocos alóctones muitas vezes apresentam estruturas sedimentares preservadas, geradas por correntes e ondas, além de restos vegetais e fragmentos de carvão, o que nos permite associar sua deposição original a ambientes relativamente mais rasos. Esses sedimentos teriam se acumulado próximos da região costeira, como em planícies e frentes de deltas, a posteriormente desestabilizados e movidos pela gravidade ao longo de um talude, mediante deslizamentos e escorregamentos. A desagregação e homogeneização da massa durante a evolução do fluxo teria dado origem à matriz mal selecionada do diamictito (e.g., Rodrigues et al., 2020).

Cabe aqui registrar que Salamuni et al. (1966) já haviam interpretado alguns diamictitos e estratos deformados da região de Mafra e Rio Negro como produtos de fluxos gravitacionais subaquáticos, contrariando modelos prévios que os consideravam fácies glaciogênicas (e.g., Martin, 1964). A passagem a seguir ilustra bem esse posicionamento:

“As interpretações dadas aqui diferem daquelas de Martin (1964), não obstante a concordância de resultados. As deformações não estão diretamente ligadas à ação mecânica do gelo, mas sim a fenômenos subaquáticos, principalmente correntes de turbidês e deslizamentos (slumping)” (Salamuni et al., 1966; p. 26).

A associação de depósitos marinhos rasos a costeiros compõe sucessão com progressiva redução da argilosidade para cima. Inicia com folhelhos e siltitos cinzentos, bioturbados e por vezes carbonosos, que passam para heterolitos com acamamento *linsen* e *wavy* e arenitos finos com gama variada de estruturas sedimentares produzidas por ondas e correntes. O topo da sucessão compreende arenitos com estratificação *swaley* e laminação plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo, típicos de ambiente raso influenciado por ondas. Uma descontinuidade erosiva trunca esse conjunto e logo acima dela repousam arenitos grossos a muito grossos, quartzo-feldspáticos e com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, interpretados como de origem fluvial (Schemiko et al., 2019).

5. O complexo turbidítico

A existência de depósitos de correntes de turbidez e outros tipos de fluxos gravitacionais subaquáticos permite-nos afirmar que, pelo menos na área estudada, o ambiente deposicional no limite Carbonífero/Permiano da Bacia do Paraná continha lâmina d'água relativamente profunda, da ordem de algumas centenas de metros. Tal profundidade deveria ser o suficiente para permitir a colocação de depósitos de transporte em massa com dezenas de metros de espessura conforme documentado previamente (Suss et al., 2014; Valdez et al., 2019; Rodrigues et al., 2020). A causa dessa batimetria mais pronunciada (se comparada às demais unidades da bacia) poderia ser subsidência tectônica acelerada no domínio catarinense da bacia (sub-bacia de Rio do Sul), conforme tem sido aventado por alguns autores (e.g., Santos et al., 1996), ou ainda, paleorelevo esculpido pelo gelo. Esse último poderia explicar depressões com lâminas d'água de várias centenas de metros se feita analogia com vales afogados e embaixamentos glaciais do Quaternário (e.g., Hogan et al., 2016). Mouro et al. (2017) concluíram que o ambiente de deposição do horizonte mais fossilífero do Membro Lontras era marinho restrito (com limitada conexão com outros corpos d'água) e de características anóxicas a subóxicas. O conteúdo fossilífero do folhelho é bastante diversificado, englobando tanto grupos terrestres quanto aquáticos, incluindo organismos marinhos como conodontes (Mouro et al., 2020). Esse corpo d'água interior relativamente profundo teria sido, portanto, a bacia receptora dos turbiditos aqui discutidos.

A sedimentação pós-Lontras apresenta caráter tipicamente regressivo, uma vez que os turbiditos basais são superpostos por fácies cada vez mais rasas, culminando com o surgimento de ambientes parálisos formadores de carvão já pertencentes à Formação Rio Bonito (Schemiko et al., 2019). Essa regressão teria se iniciado já na metade superior do Membro Lontras, conforme indicado pelo aumento progressivo de matéria orgânica de origem terrestre (palinórfos e fitoclastos) a partir de um máximo transgressivo relativamente pobre nesses componentes (Mouro et al., 2017). O preenchimento da bacia teria ocorrido, então, mediante a progradação de deltas, cujos taludes frontais eram instáveis e susceptíveis a movimentos gravitacionais de massa.



Figura 7 – Feições observadas no contato basal da fácies de turbiditos espessos. A) Turbiditos em contato direto sobre folhelho. Notar acunhamento e onlap das camadas de turbidito em direção de uma feição dômica formada por diapirismo do folhelho sotoposto. B) Arenito maciço rico em fragmentos angulosos de ritmito erodidos do substrato (destacados pelas linhas tracejadas). Td = turbiditos delgados; Te = turbiditos espessos.

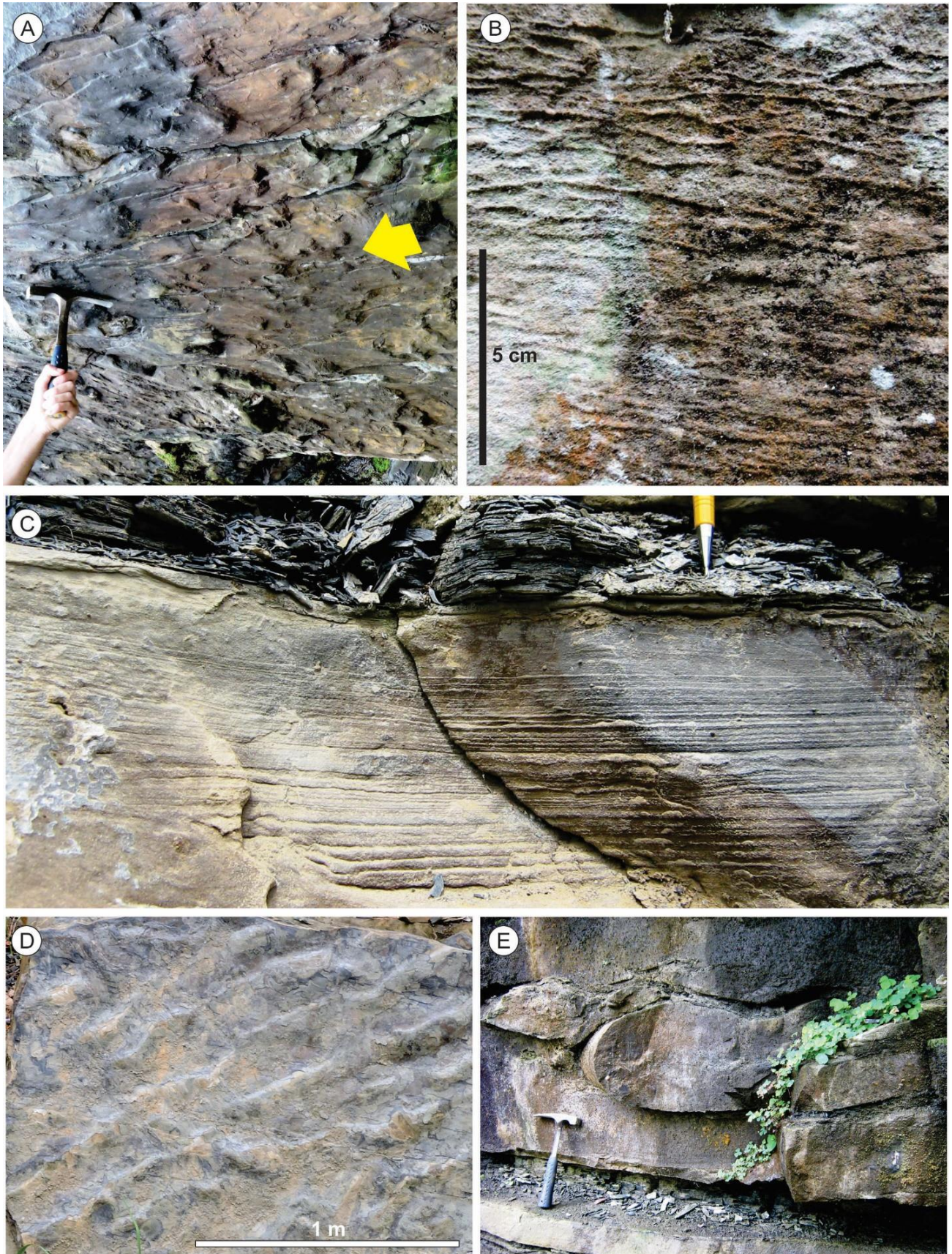


Figura 8 – Detalhes de estruturas observadas nos turbiditos espessos. A) Turboglifos (*flute casts*), com seta indicando sentido do fluxo. B) Laminação de consolidação formada pelo fluxo ascendente da água dos poros e rearranjo do empacotamento dos grãos. C) Laminação plano-paralela; D) Ondulações assimétricas no topo de camada de arenito (fluxo em direção ao canto superior esquerdo na foto). E) Dobra recumbente, formada por deformação do sedimento ainda semi-consolidado.

Relação genética entre as fácies turbidíticas e progradação é corroborada ainda pela coincidência dos dados de paleocorrentes em diferentes segmentos desse trato deposicional, que indicam correntes turbidíticas e flúvio-deltaicas para oeste e sudoeste (Fig. 9). Sentidos de fluxo para sudoeste já haviam sido indicados por Salamuni et al. (1966) para os afloramentos de Mafra e Rio Negro.

Com base nos dados disponíveis, o arcabouço estratigráfico mais provável seria o de clinofórmias progradaçãoais (Schemiko et al., 2019), em que os turbiditos se acumulariam na parte inferior e no sopé de um talude deposicional conectado à frente deltaica (Fig. 9), bastante similar a alguns deltas proglaciais modernos da América do Norte (e.g., Clare et al., 2016). Esse contexto seria diferente do leque submarino tal como ilustrado na figura 1D, em que a transferência de sedimento é pontual e se dá através de um cânion que erode a plataforma continental e parte do talude (e.g., Fisher et al., 2021). Ao invés disso, nos turbiditos “deltaicos” a alimentação se daria através de múltiplas rotas derivadas da frente ativa do delta (e.g., Heller e Dickinson, 1985), com correntes

de turbidez podendo ser disparadas pela ruptura do talude deltaico devido ao excesso de carga sedimentar, por fluxos hiperpicnais derivados de jatos fluviais com alta concentração sedimentar, ou ainda pelo colapso de plumas de sedimento em suspensão. Ondas e marés atuando próximas a linha de costa poderiam ainda contribuir para a resuspensão de sedimento e ignição das correntes de turbidez. As fácies de turbiditos delgados e espessos constituiriam, respectivamente, segmentos distais (ou marginais) e proximais de lobos turbidíticos, uma vez que apresentam direções de fluxo semelhantes e por vezes se intercalam na sucessão estratigráfica. As porções mais erosivas, ricas em intraclastos de folhelhos, e com camadas amalgamadas poderiam registrar porção mais confinada do sistema, seja devido a canais ou topografia submarina preexistente (e.g., Tinterri et al., 2016).

Quanto à influência glacial, ela parece estar limitada a detritos carregados por blocos de gelo livremente flutuantes (*ice-rafted debris*) que se desprenderam de margens glaciais que ainda mantinham contato com o corpo d’água. Esses detritos ocorrem sobretudo na base do

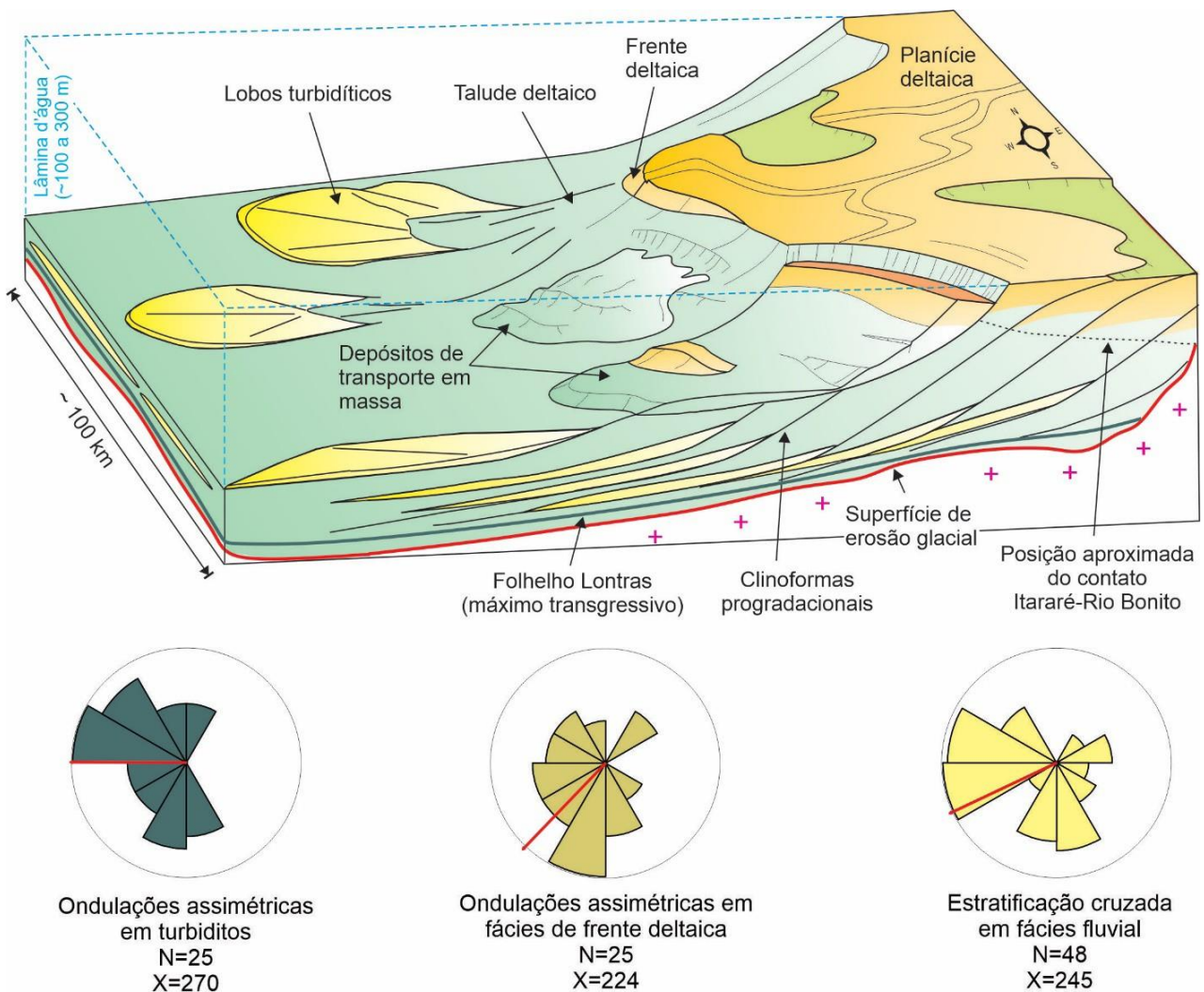


Figura 9 – Modelo deposicional proposto para a gênese do complexo turbidítico e depósitos associados do Grupo Itararé. Os diagramas em roseta mostram dados de paleocorrentes obtidos nas diferentes associações de fácies.

Membro Lontras (Aquino et al., 2016), em alguns níveis dentro da associação de depósitos marinhos rasos a costeiros (Schemiko et al., 2019) e, mais raramente, no interior dos turbiditos (Fallgatter, 2015). São clastos de rocha cristalina (grânulos, seixos e eventualmente matações), peloides de sedimento mal selecionado (*till pellets*) e estruturas de despejo (*dump structures*), essas últimas descritas por Santos et al. (1992) no topo do Membro Rio do Sul na região de Trombudo Central (associação de depósitos marinhos rasos a costeiros), poucos quilômetros ao sul da área estudada.

O Membro Lontras, com sua típica coloração cinza escura a preta, presença de lentes carbonáticas e espessura relativamente pequena (poucas dezenas de metros), representa um horizonte de referência para correlações a longa distância. A partir disso, podemos definir que o intervalo turbidítico examinado distribui-se de forma praticamente contínua entre pelo menos o sul do Paraná e o centro-leste de Santa Catarina. Fallgatter (2015) detectou turbiditos aparentemente nesta mesma posição estratigráfica também nas regiões de Vidal Ramos e Alfredo Wagner, ainda mais a sul, totalizando extensão geográfica mínima de 220 km para esse complexo turbidítico ao longo da faixa de afloramentos. Intervalo arenoso superposto ao Membro Lontras também ocorre em subsuperfície, a oeste, tendo sido penetrado por poços exploratórios da Petrobras (França & Potter, 1988). Contudo, a ausência de testemunhos não permite assegurar se ocorrem as mesmas fácies turbidíticas observadas em afloramento.

6. Especulações sobre o potencial petrolífero

A Bacia do Paraná apresenta dois sistemas petrolíferos conhecidos, um com geração em folhelhos do Devoniano (Formação Ponta Grossa) e outro do Permiano (Formação Irati), havendo indícios de óleo e gás e uma acumulação sub-comercial. No entanto, o reduzido grau de conhecimento de subsuperfície em função da baixa qualidade sísmica e pequeno número de poços (pouco mais de 100) faz com que a bacia ainda seja uma fronteira exploratória praticamente desconhecida. Nesse sentido, novos estudos são necessários para aprimorar o conhecimento a respeito dos sistemas petrolíferos já identificados assim como outros que eventualmente venham a ser descobertos.

Conforme citamos anteriormente, a extensão do complexo turbidítico do Grupo Itararé para oeste ainda é duvidosa, embora saiba-se que os arenitos Rio Segredo possuem continuidade para o interior da bacia (França & Potter, 1988). Considerando um mergulho deposicional para sudoeste indicado pelas paleocorrentes (Fig. 9), podemos, portanto, aventar que turbiditos ocorram em subsuperfície seguindo a direção do paleotalude para noroeste, alcançando, inclusive, a cozinha geradora da Formação Ponta Grossa na parte mais central da bacia (e.g., Milani et al., 1990). Nesse caso, esses turbiditos seriam candidatos a reservatório para esse gás gerado no folhelho devoniano, tendo como possível selo as fácies argilosas de talude que o superpõem, configurando assim trapas estratigráficas. Segundo França e Potter (1988), a porosidade média do Membro Rio Segredo em subsuperfície é de 8%. No poço 2-RP-1-PR (Rio Piquiri),

perfurado pelo Consórcio Paulipetro no sudoeste paranaense em 1982 (Fig. 2A), testemunho recuperado no Membro Rio Segredo apresentou porosidade de até 13% e permeabilidade máxima de 4,6 mD em 3080 m de profundidade (Paulipetro, 1982). Indícios de gás também foram detectados ao longo de todo o pacote arenoso.

Outro ponto que merece menção é a possibilidade do próprio Membro Lontras, situado imediatamente abaixo dos turbiditos, ser rocha potencialmente geradora (Fig. 10). Não há muitos dados a esse respeito, mas o conteúdo de carbono orgânico pode, pelo menos localmente, atingir até 12% e matéria orgânica amorfa (propensa a gerar óleo) tem sido identificada (Mouro et al., 2017). Há que se considerar, contudo, que o soterramento pode não ter sido suficiente para colocar o folhelho na janela de geração, assim como ocorre com a Formação Irati. Porém, dados geoquímicos obtidos pela Petrobras em testemunho do poço 2-TG-1-SC (Tangará), situado 200 km a oeste da faixa de afloramentos (Fig. 2A), indicam índice de reflectância da vitrinite (R_o) entre 0,9 e 1,06 %, o que corresponde ao topo da janela de geração de gás. Embora a profundidade atual (cerca de 2000 m) seja relativamente rasa, soleiras de basalto mesozoico são bastante comuns no interior desse folhelho, fazendo com que geração atípica a partir do calor das intrusões seja também uma possibilidade.

Em síntese, os dados citados acima nos permitem fazer especulações sobre o potencial petrolífero do intervalo estratigráfico no qual os turbiditos estudados estão inseridos. Contudo, mais dados de subsuperfície, principalmente sísmica de boa qualidade e poços testemunhados, são necessários para uma avaliação mais criteriosa dos elementos desse suposto sistema petrolífero.

7. Considerações sobre o uso de análogos

O uso de afloramentos para caracterizar e modelar a geometria e as heterogeneidades internas de reservatórios de petróleo é comum nas atividades de exploração e produção. O método parte da premissa de que depósitos formados em condições geológicas similares compartilham características arquitetônicas que controlam a circulação de fluidos no meio poroso. Como os campos de produção situam-se em subsuperfície, onde os dados disponíveis são pontuais ou de baixa resolução, o uso de análogos de afloramento oferece a vantagem de permitir a observação dos corpos sedimentares na sua plenitude e em três dimensões. Assim, as informações adquiridas em afloramentos podem ser extrapoladas para a concepção do modelo geológico de subsuperfície.

Poderíamos então considerar os turbiditos do Grupo Itararé bons análogos para os reservatórios turbidíticos brasileiros? Tentaremos explorar essa questão a seguir. Os turbiditos produtores de petróleo do Brasil situam-se nas várias bacias da margem continental, num ambiente tectônico de margem continental passiva ou divergente, e sua idade varia do Neocretáceo ao Oligoceno (Arienti et al., 2013; Bruhn and Walker, 1995).



Figura 10 –Afloramento do Membro Lontras na localidade de Barragem Norte, com destaque para sua cor cinza escura característica de rochas potencialmente geradoras de petróleo. As camadas lenticulares de cor mais clara são calcários com estrutura *cone-in-cone*.

Segundo Fisher et al. (2021), sistemas turbidíticos de margens continentais enquadram-se em duas grandes categorias quanto à forma com que o sedimento é transferido para a bacia. O primeiro tipo envolve leques submarinos agradacionais e longevos, alimentados por cânions que escavam a plataforma continental e funcionam como grandes condutos de passagem de sedimento (Fig. 1D). Esses são os clássicos *basin-floor fans* presentes nos modelos “*exxonianos*” da estratigrafia de seqüências (e.g., Van Wagoner et al., 1990). No segundo tipo, os sistemas turbidíticos são alimentados diretamente pela linha de costa que prograda até a borda da plataforma continental, ou seja, não há um cânion alimentador, mas múltiplos pontos de transferência de sedimentos derivados da dinâmica costeira. Na nomenclatura da estratigrafia de seqüências, esse segundo tipo de sistema turbidítico corresponderia aos *shingled turbidites* presentes no interior das cunhas progradacionais de talude (e.g., Fisher et al., 2021). Corresponderiam também aos turbiditos de rampa submarina de frente deltaica definidos por Heller e Dickinson (1985) onde, ao invés de leques submarinos de grande porte e duradouros, formam-se múltiplos lobos turbidíticos coalescentes. De acordo com nossa interpretação, os turbiditos do Grupo Itararé se enquadrariam no segundo tipo, sendo, portanto, comparáveis com turbiditos inseridos em cunhas progradacionais. Sistemas dessa categoria na

margem brasileira ocorrem, por exemplo, do Cretáceo Superior ao Oligoceno na porção centro-norte da Bacia de Santos (Fig. 11), relacionados a um episódio regressivo de longa duração denominado de progradação Jureia. Lobos turbidíticos arenosos formados nesse contexto são reservatórios de óleo ou gás em campos produtores como Merluza, Lagosta, Piracaba e Baúna (Fig. 11A). Mapas sísmicos dessas áreas mostram que a alimentação se dá por feixes de ravinas e canais paralelos e retilíneos que transferem areia da margem da plataforma para o sopé do talude e formam lobos turbidíticos de pequenas dimensões (poucos kms de extensão lateral; Fig. 11B), mas muitas vezes coalescentes (Michelon et al., 2013; Berton e Vesely, 2016; Monteiro, 2018). Poços que atravessaram esses arenitos (Fig. 11A) amostraram pacotes de poucas dezenas a uma centena de metros de espessura (e.g., Yamassaki, 2018), escala similar a dos turbiditos do Grupo Itararé, mas muito diferente, por exemplo, de turbiditos de bacias de antepaís que alcançam várias centenas a milhares de metros de espessura (e.g., Mutti et al., 2009).

Concluimos, portanto, que os turbiditos do Grupo Itararé seriam análogos factíveis para alguns campos de petróleo da margem brasileira. Contudo, vários aspectos desses turbiditos ainda necessitam de melhor caracterização, sobretudo do ponto de vista dos elementos arquitetônicos, o que só poderá ser alcançado com o exame de afloramentos de grande continuidade e/ou a utilização de métodos

geofísicos de alta resolução. É necessário ainda ter cautela no uso desses turbiditos como análogos, pois nas bacias marginais há atividade de correntes de contorno a partir do Cretáceo Superior e forte influência da halocinese na

criação de espaço de acomodação e topografia submarina, variáveis geológicas não atuantes no Permocarbonífero da Bacia do Paraná e que podem modificar a arquitetura e a permeabilidade dos reservatórios.

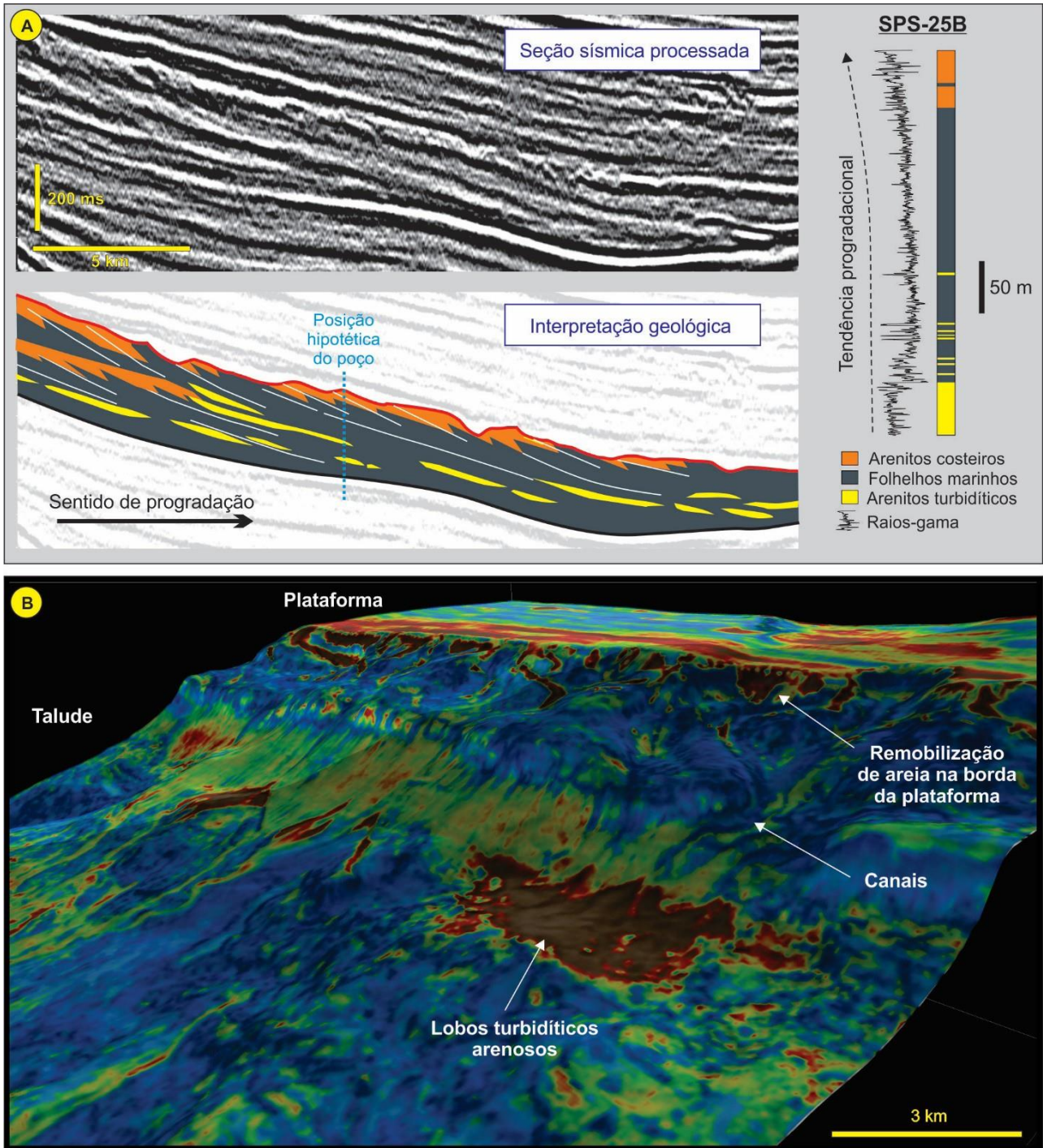


Figura 11 – Dados de subsuperfície da Bacia de Santos, ilustrando sistemas turbidíticos associados a cunhas progradaçãoais. A) Seção sísmica (em tempo; ms = tempo duplo em milissegundos) e perfil de poço de um intervalo do Cretáceo Superior. A interpretação da seção mostra clinofórmias progradaçãoais com turbiditos arenosos na sua parte inferior. Esses turbiditos correspondem a anomalias de amplitude, representadas por picos brancos na seção processada. No poço, situado em outra localidade, mas no mesmo intervalo estratigráfico, próximo ao campo de Merluza, observa-se a assinatura de raios-gama típica dessas cunhas progradaçãoais. B) Horizonte sísmico do Eoceno, superposto por mapa de amplitude sísmica (ver figura 1D para mais detalhes). Note perfil da plataforma e talude, a existência de múltiplos canais (ou ravinas) no talude e sua terminação em lobos turbidíticos arenosos (anomalias de amplitude com cores mais quentes). O relevo estimado desse paleotalude é de 300 m (Berton & Vesely, 2016). Todos os dados foram fornecidos pela ANP.

8. Conclusões

- Salamuni et al. (1966) reconheceram turbiditos pela primeira vez nas bacias sedimentares brasileiras por meio do mapeamento de rochas permocarboníferas do Grupo Itararé no sul do Paraná e norte de Santa Catarina. Esse trabalho é, portanto, o marco inicial da pesquisa em turbiditos no Brasil.
- O “intervalo turbidítico superior” identificado por aqueles autores pertence litoestratigraficamente ao Membro Rio Segredo da Formação Taciba e se estende por pelo menos 220 km ao longo da faixa de afloramentos.
- O complexo turbidítico é formado por múltiplos lobos deposicionais instalados na parte inferior e no sopé de um talude progradacional alimentado por deltas. A bacia receptora configurava um mar restrito formado pela inundação que sucedeu a retirada das massas de gelo carboníferas.
- Estratigraficamente, esses turbiditos estão na base de um grande ciclo regressivo que se inicia numa máxima transgressão no limite

Pensilvaniano-Permiano (Membro Lontras) e se estende até a Formação Rio Bonito.

- Os turbiditos aqui descritos poderiam constituir bons reservatórios para hidrocarboneto gerado em folhelhos devonianos da Bacia do Paraná, além de potenciais análogos para determinados reservatórios turbidíticos da margem continental brasileira.

Agradecimentos

Este trabalho teve o apoio financeiro do CNPq através do projeto “Depósitos de transporte em massa na sucessão neopaleozóica da Bacia do Paraná: estratigrafia, aspectos estruturais e significado tectônico” (processo 461650/2014-2). Agradecemos ainda à ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis por fornecer dados de subsuperfície das bacias do Paraná e de Santos, à CAPES pela concessão de bolsas de doutorado para R.P.K., D.C.B.S. e F.B., e à Petrobras pela concessão de bolsa de mestrado para H.S.Y. F.F.V. agradece ao CNPq pela concessão de bolsa de pesquisa (processo PQ 303119/2020-9).

Referências

- ANP. 2020. Boletim da produção nacional de petróleo e gás natural, v. 124, 50 pp.
- AQUINO, C.D., BUSO, V.V., FACCINI, U.F., MILANA, J.P., PAIM, P.S.G., 2016. Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding-line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 180-200.
- ARIENTI, L.M., SANTOS, V.S.S. dos, VOELCKER, H.E., MUCELINI, H., GONTIJO, R.C., D’AVILA, R.S.F., 2013. Turbidite Systems in the Campos Basin Oligo-Miocene and Miocene, Brazil. *New Underst. Pet. Syst. Cont. Margins World 32nd Annu.* 410–428. <https://doi.org/10.5724/gcs.12.32.0410>
- BERTON, F.; VESELY, F.F. 2016. Seismic expression of depositional elements associated with a strongly progradational shelf margin: northern Santos Basin, southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 46, 585-603 DOI: 10.1590/2317-4889201620160031
- BIGARELLA, J.J., SALAMUNI, R., FUCK, R.A., 1967. Striated surfaces and related features developed by Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 3, 265-276.
- BRUHN, C.H.L. & MORAES, M.A.S. 1989. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: um laboratório de campo para estudo de reservatórios canalizados. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 3: 235-267.
- BRUHN, C.H.L., WALKER, R.G., 1995. High-resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coarse-grained canyon-filling turbidites from the Upper Cretaceous transgressive megasequence, Campos Basin, offshore Brazil. *J. Sediment. Res.* 426-442. <https://doi.org/10.1306/d426827a-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- CADDAH, L.F.G., ALVES, D.B., MIZUSAKI, A.M.P., 1998. Turbidites associated with bentonites in the Upper Cretaceous of the Campos Basin, offshore Brazil. *Sediment. Geol.* 115, 175–184. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00092-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00092-4)
- CARMINATTI, M., SCARTON, J.C., 1991. Sequence Stratigraphy of the Oligocene Turbidite Complex of the Campos Basin, Offshore Brazil: An Overview 241-246. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8276-8_12
- CASTRO, J.C., 1991. A evolucao dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formacoes Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Parana. Rio Claro. Ph.D. Thesis. Instituto de Geociencias e Ciencias Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, pp. 147.
- CLARE, M.A., HUGHES CLARKE, J.E., TALLINGA, P.J., CARTIGNYA, M.J.B., PRATOMO, D.G., 2016. Preconditioning and triggering of offshore slope failures and turbidity currents revealed by most detailed monitoring yet at a fjord-head delta: Earth and Planetary Science Letters, v. 450, p. 208–220, DOI: 10.1016/j.epsl.2016.06.021
- D’ÁVILA R.S.F., ARIENTI L.M., ARAGÃO M.A.N.F., VESELY F.F., SANTOS S.F., VOELCKER H.E., VIANA A R., KOWSMANN R.O., MOREIRA J.L.P., COURA A.P.P., PAIM P.S.G., MATOS R.S., MACHADO L.C.R. 2008. Ambientes Marinhos Profundos: sistemas turbidíticos. In: Silva A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (Eds.), *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. São Paulo, Beca, p. 244-301.

- D'AVILA, R.S.F., 2009. Sequências deposicionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área de Doutor Pedrinho e cercanias, Santa Catarina: turbiditos, pelitos e depósitos caóticos. Tese de Doutorado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil, 233 pp.
- FALLGATTER, C. 2015. Sistemas de águas-profundas em ambientes confinados e desconfiados das bacias do Paraná (Brasil) e Paganzo (Argentina). Tese de Doutorado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil, 191 pp.
- FETTER, M., DE ROS, L.F., BRUHN, C.H.L., 2009. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 26, 824–853. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.07.008>
- FISHER, W.L., GAMA Jr., E, OJEDA, H.A.O. 1973. Estratigrafia sísmica e sistemas deposicionais da Formação Piaçabuçu. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Anais..., v. 3, p. 123-133.
- FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., STEEL, R.J., OLARIU, C., KERANS, C., MOHRIG, D., 2021. Deep-water depositional systems supplied by shelf-incising submarine canyons: Recognition and significance in the geologic record. *Earth- Science Rev.* 214, 103531. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103531>
- FRANCA, A.B., POTTER, P.E., 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Bol. Geociências - Petrobras* 2, 147–191.
- GAMA Jr., E.G., PERINOTTO, J.A.J., RIBEIRO, H.J.P.S., PADULA, E.K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Grupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências* 22, 228-236.
- HARMS, J.C. 1969. Hydraulic significance of some sand ripples. *Geological Society of America Bulletin* 80, 363-396.
- HELLER, P.L.; DICKINSON, W.R. 1985. Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *AAPG Bulletin* 69, 960-976.
- HOGAN, K.A., Ó COFAIGH, C., JENNINGS, A.E., DOWDESWELL, J.A., HIEMSTRA, J.F., 2016. Deglaciation of a major palaeo-ice stream in Disko Trough, West Greenland. *Quat. Sci. Rev.* 147, 5–26. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.01.018>
- KUENEN, Ph.H.; MIGLIORINI, C.I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, 91-127.
- LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- MARTIN, H. 1964. The directions of ice flow of the Itararé ice sheets in the Paraná Basin, Brazil. *Boletim Paranaense de Geografia* 10-15, 25-76.
- MATTOS, T.R. 2015. Estudo comparativo entre turbiditos das bacias do Paraná e Itajaí na região de Apiúna–Dona Emma (SC): implicações para modelos de fácies turbidíticas em distintos contextos tectônicos. Monografia de Graduação, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 59 pp.
- MEDEIROS, R.A. & THOMAZ FILHO, A. 1973. Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Anais..., v. 3, p. 3-32.
- MICHELON, D., MARQUES, E., FIGUEIREDO, J., FERRAZ, H., BARROS, P., 2013. Santonian-Campanian Channelized Systems of the Santos Basin, Brazil: Stratigraphic Framework and Reservoir Potential. *New Underst. Pet. Syst. Cont. Margins World 32nd Annu.* 381-396. <https://doi.org/10.5724/gcs.12.32.0381>
- MILANI, E.J.; KINOSHITA, E.M.; ARAÚJO, L.M.; CUNHA, P.R.C. 1990. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas na calha central. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4, 21-34.
- MONTEIRO, L.B. 2018. Geomorfologia sísmica de depósitos de águas profundas do Eoceno no norte da Bacia de Santos. Monografia de Graduação, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 56 pp.
- MOURO, L.D.; PACHECO, M.L.A.F.; RICETTI, J.H.Z.; SCOMAZZON, A.K.; HORODYSKI, R.S.; FERNANDES, A.C.S.; CARVALHO, M.A.; WEINSCHUTZ, L.C.; SILVA, M.S.; WAICHEL, B.L.; SCHERER, C.M.S. 2020. Lontras Shale (Paraná Basin, Brazil): Insightful analysis and commentaries on paleoenvironment and fossil preservation into a deglaciation pulse of the Late Paleozoic Ice Age. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 555, 109850.
- MULDER, T., ALEXANDER, J., 2001. The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.
- MUTTI, E., BERNOULLI, D., LUCCHI, F.R., TINTERRI, R., 2009. Turbidites and turbidity currents from alpine “flysch” to the exploration of continental margins. *Sedimentology* 56, 267–318. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01019.x>
- MUTTI, E., NORMARK, W.R., 1991. An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems 75–106. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8276-8_4
- PAULIPETRO. 1982. Relatório final das análises do poço estratigráfico 2-RP-1-PR (Rio Piquiri 1). Relatório RT-176/82.
- PELLEGRINI, B.D.S, RIBEIRO, H.J.P.S., 2018. Exploratory plays of Pará-Maranhão and Barreirinhas basins in deep and ultra-deep waters, Brazilian Equatorial Margin. *Brazilian J. Geol.* 48, 485–502. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180146>

- PUIGDOMENECH, C.G., CARVALHO, B., PAIM, P.S.G., FACCINI, U.F., 2014. Lowstand turbidites and delta systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil. *Brazilian J. Geol.* 44, 529-544. <https://doi.org/10.5327/Z23174889201400040002>
- ROCHA-CAMPOS, A.C. 1963. Deformação penecontemporânea em sedimentos glacio-lacustres do Grupo Tubarão. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* 12, 49-56.
- RODRIGUES, M.C.N.L., TRZASKOS, B. ALSOP, G.I., VESELY, F.F., 2020. Making a homogenite: An outcrop perspective into the evolution of deformation within mass-transport deposits. *Marine and Petroleum Geology* 112, 104033.
- SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P.L.; SOBANSKI, A.C. 1966. Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro-PR e Mafra-SC. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15: 1-19.
- SANTOS, P.R., ROCHA-CAMPOS, A.C. & CANUTO, J.R. 1992. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neo-Paleozóico), Trombudo Central, SC. *Boletim IG-USP (Série Científica)*, 23: 1-18.
- SANTOS, P. R., ROCHA-CAMPOS, A. C., CANUTO, J. R. 1996. Patterns of Late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 125, 165-184.
- SCHEMIKO, D.C.B., VESELY, F.F., RODRIGUES, M.C.N.L., 2019. Deepwater to fluvio-deltaic stratigraphic evolution of a deglaciated depocenter: The early Permian Rio do Sul and Rio Bonito formations, southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 95, 102260. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102260>
- SCHNEIDER, R. L., MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R.A., DAEMON, R.A., NOGUEIRA, A. A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre. Anais. v 1: 41-65.
- SHANMUGAM, G., 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Rev.* 42, 201–229. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(97\)81858-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(97)81858-2)
- SUSS, J.F., VESELY F.F., SANTA CATHARINA, A., ASSINE, M.L., PAIM, P.S.G., 2014. O Grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): sedimentação gravitacional em contexto deltaico com influência glacial. *Geociências* 33, 701-719.
- TINTERRI, R.; MAGALHÃES, P.M.; TAGLIAFERRI, A; CUNHA, R.S. 2016. Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (southeastern France). *Sedimentary Geology* 344, 382-407.
- VALDEZ, V.B., AQUINO, C.D., PAIM, P.S.G., de SOUZA, P.A., MORI, A.L., FALLGATTER, C., MILANA, J.P., KNELLER, B., 2019. Late Palaeozoic glacial cycles and subcycles in western Gondwana: Correlation of surface and subsurface data of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 531, 0-1. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.09.004>
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M.J., CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrop. *AAPG, Methods in Exploration* 7, 55 pp.
- YAMASSAKI, H.S. 2018. Estratigrafia de seqüências e propriedades de reservatório do intervalo Santoniano – Eocampaniano na porção central da Bacia de Santos. Monografia de Graduação, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 78 pp.
- ZALÁN, P.V.; RIVAS, A.J.P., HERTER, G.G.; FROES, J.C.R.; SILVA, M.G.; CAMÕES, A.M. 1981. Estudo faciológico dos afloramentos de Bom Despacho (BA): ritmitos e sedimentos de águas profundas associados. *Revista Brasileira de Geociências* 11, 58-67.