

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**HISTÓRIA TECTÔNICA E
SEDIMENTAR DO TRIÁSSICO DA
BACIA DO PARANÁ (RIO GRANDE DO
SUL , BRASIL) E COMPARAÇÃO
GEOLÓGICA COM AS BACIAS DE
ISCHIGUALASTO E DE CUYO
(ARGENTINA)**

HENRIQUE ZERFASS

**ORIENTADOR: PROF. DR. FARID CHEMALE JR.
CO-ORIENTADOR: PROF. DR. CESAR LEANDRO SCHULTZ
CO-ORIENTADOR: PROF. DR. ERNESTO LUIZ LAVINA**

**BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Carlos A. Cingolani
Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer
Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim**

**Tese de Doutorado apresentada como
requisito para obtenção do Título de
Doutor em Ciências.**

Porto Alegre – 2003

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

HISTÓRIA TECTÔNICA E
SEDIMENTAR DO TRIÁSSICO DA
BACIA DO PARANÁ (RIO GRANDE DO
SUL, BRASIL) E COMPARAÇÃO
GEOLOGICA COM AS BACIAS DE
ISCHIGUALASTO E DE CUYO
(ARGENTINA)

HENRIQUE ZERFASS

Zerfass, Henrique

História tectônica e sedimentar do triássico da Bacia do Paraná (Rio Grande do Sul, Brasil) e comparação geológica com as Bacias de Ischigualasto e de Cuyo (Argentina). /

Henrique Zerfass. - Porto Alegre : UFRGS, 2003.

191 f. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2003.

1. Estratigrafia. 2. Triássico. 3. Tectônica. 4. Estratigrafia de Seqüências. 5. Bacia do Paraná. 6. Bacia de Cuyo. 7. Bacia de Ischigualasto. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grün CRB10/1113

*Para minha família, pela
sua constante participação.
Para Geise, porque somente
o fato de tê-la conhecido já
teria feito tudo valer a pena.*

*Areias e pedras.
Prenhes de passado.
(James Joyce)*

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
APRESENTAÇÃO	xi
1. INTRODUÇÃO	1
2. JUSTIFICATIVA	8
3. OBJETIVOS	10
4. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO	11
5. METODOLOGIA	15
5.1. Considerações iniciais	15
5.2. Técnicas ou “ferramentas” de trabalho	19
5.2.1. Análise de fácies	19
5.2.2. Estratigrafia de seqüências	21
5.2.3. Análise estrutural	24
5.3. Procedimento de trabalho	27
6. O TRIÁSSICO DO RIO GRANDE DO SUL: BREVE HISTÓRICO	29
6.1. Os depósitos triássicos sobre o Escudo Sul-Riograndense	36
7. ARTIGOS	39
7.1. Artigo I	39
7.2. Artigo II	75
7.3. Artigo III	110
8. CONCLUSÕES	157

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	160
ANEXO	171

AGRADECIMENTOS

O autor gostaria de agradecer aos professores Dr. Farid Chemale Jr. (Orientador), Dr. Cesar Leandro Schultz e Dr. Ernesto Luiz Lavina (Co-orientadores) pelo interesse em orientar este projeto de tese, pelo incentivo durante todas as etapas e pelas contribuições técnicas; aos integrantes da Banca Examinadora, Dr. Carlos A. Cingolani, Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer e Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim, pelo interesse em participar da mesma; aos integrantes da Banca Examinadora do Exame de Qualificação, Dr. Ademar José Strieder, Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer e Dr. Luiz José Tomazelli, pelas importantes contribuições. Da mesma forma, o autor agradece ao CNPq pelo auxílio financeiro na forma de bolsa (processo 140090/2001-0) e projeto de pesquisa (processo 462569/2000-4) e à CAPES pelo auxílio financeiro na forma de bolsa, bem como ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (UFRGS) pela infra-estrutura disponível. O autor agradece também a todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram tecnicamente para a elaboração deste trabalho, como segue: Adriana Bracco, Ana María Zavattieri, André Weissheimer de Borba, Andréia Regina Dias Elias, Antônio Jorge Vasconcellos Garcia, Bernardo J. González Riga, Carlos Augusto Sommer, Carlos Henrique Nowatzki, Eduardo Guadagnin, Eliseu Vieira Dias, Felipe W. de Oliveira, Fernando Prudêncio de Moraes, Frederico Zerfass, Gabriela Da Poian, Geise Santana dos Anjos, Gerson Caravaca, Guilherme Mallmann, Haroldo Vizán, Hugo Ticky, Janaína Nunes Ávila, João Luiz Luft Jr., José F. Bonaparte, Karla Petry, Kray Sadi de Mello, Luci Paim, Margot Guerra-Sommer, Maria Lidia Medeiros Vignol-Lelarge, Michel Marques Godoy, Nelson Amoretti Lisboa, Paul E. Potter, Rogério Roque Rubert, Tânia Lindner Dutra, Thais de Souza Kazmierczak, Ubiratan Ferrucio Faccini.

RESUMO

Os depósitos triássicos da Bacia do Paraná ocorrem somente no Estado do Rio Grande do Sul (extremo sul do Brasil), estendendo-se também para o Uruguai no caso dos estratos eotriássicos. Com o objetivo de reconstruir a história tectônica e sedimentar do Triássico continental da Bacia do Paraná realiza-se aqui uma abordagem em termos de estratigrafia de seqüências e análise estrutural. Também são realizadas comparações dos depósitos triássicos do Rio Grande do Sul, em termos de preenchimento sedimentar, com as bacias triássicas de Ischigualasto e de Cuyo (oeste da Argentina), fornecendo informações para a reconstrução paleogeográfica da América do Sul no período em questão. O Triássico do Rio Grande do Sul é dividido em duas seqüências deposicionais de segunda ordem, a Superseqüência Sanga do Cabral e a Superseqüência Santa Maria. A primeira é composta por depósitos fluviais de baixa sinuosidade e apresenta uma paleofauna de tetrápodes associada à Zona-intervalo de *Procolophon*, da África do Sul, com idade induana. A segunda superseqüência é subdividida em três seqüências deposicionais de terceira ordem, denominadas de seqüências Santa Maria 1, 2 e 3. A Seqüência Santa Maria 1 apresenta depósitos fluviais de baixa sinuosidade, deltaicos e lacustres rasos. Sua paleoherpetofauna associa-se à Cenozona de *Therapsida*, com idade ladiniana. A Seqüência Santa Maria 2 apresenta os mesmos sistemas deposicionais da seqüência anterior. Em estratos de sua parte média e superior são encontrados fósseis de répteis associados à Cenozona de *Rhynchosauria* (Carniano), enquanto que nos estratos associados à sua parte mais superior ocorrem fósseis de tetrápodes pertencentes ao Intervalo de *Jachaleria* (Noriano). A Seqüência Santa Maria 3 é composta por depósitos fluviais de baixa sinuosidade com troncos silicificados de coníferas. Há uma notável similaridade geométrica entre a área de afloramento da Superseqüência Santa Maria - e das paleocorrentes de seus sistemas fluviais - e as bacias *rift* intraplaca do sul da África, com idades semelhantes, entre as quais está a Bacia Waterberg (Namíbia), cuja deposição foi controlada diretamente pela falha Waterberg-Omaruru. A extensão desta estrutura para a América do Sul consiste em um sistema de falhas anastomosado com direção $Az=290^\circ$ na metade sul do Rio Grande do Sul. Estudos estatísticos de fraturas por unidade estratigráfica apontam para a atividade deste sistema de falhas imediatamente antes de deposição da Superseqüência Santa Maria, assim considerada como uma das bacias *rift* intraplaca. A sedimentação no Triássico da América do Sul ocorreu em duas fases, com estilos deposicionais distintos, condicionadas pelos processos tectônicos no sistema orogênico Gonduanides: (1) as amplas planícies aluviais do Eotriássico e (2) as bacias *rift* do Meso e Neotriássico. A primeira fase está representada pelos sistemas fluviais com características de desconfinamento, como a Superseqüência Sanga do Cabral e as

seqüências Talampaya e Tarjados (províncias de San Juan e La Rioja, Argentina). Estes sistemas fluviais são a resposta sedimentar a um importante pulso de soerguimento interregional por compressão ortogonal no sistema Gonduanides, ocorrido próximo ao limite Permo-Triássico. As bacias da segunda fase consistem em *rifts*, tanto em contexto de retroarco (bacias de Cuyo e Ischigualasto, bacias do norte da Patagônia e do norte do Chile), como em situação intraplaca (Superseqüência Santa Maria). Na Bacia de Ischigualasto (províncias de San Juan e La Rioja, Argentina) são identificadas duas seqüências deposicionais de terceira ordem, denominadas de seqüências Ischichuca-Los Rastros e Ischigualasto-Los Colorados. A primeira seqüência apresenta depósitos fluviais de baixa sinuosidade e deltaicos-lacustres. A segunda seqüência apresenta depósitos fluviais e de planícies inundadas com contribuição piroclástica. Na Bacia de Cuyo (províncias de Mendoza, San Juan e San Luís, Argentina) são definidas duas seqüências deposicionais de terceira ordem, as seqüências Río Mendoza-Cerro de las Cabras e Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco. A primeira destas seqüências é composta por depósitos de leque aluvial, fluvio-lacustres e de rochas piroclásticas. A segunda seqüência apresenta sistemas fluviais de baixa e de alta sinuosidade e sistemas lacustres. O preenchimento das bacias de Ischigualasto e de Cuyo deu-se através de dois ciclos de *sin-rift/pós-rift*. As seqüências deposicionais de terceira ordem da Superseqüência Santa Maria são também associadas a pulsos de atividade de falhas extensionais. Entre os *rifts* estudados, aqueles no contexto de retroarco apresentam uma maior acumulação se comparados com os *rifts* intraplaca devido às maiores taxas de aporte sedimentar e de geração de espaço de acomodação. As bacias *rift* do oeste da Argentina e do norte do Chile foram geradas por transtração, em uma zona de cisalhamento sinistral no setor ocidental do sistema Gonduanides. O sistema de bacias *rift* intraplaca, composto pela Superseqüência Santa Maria e pelas bacias africanas (Waterberg, Médio-Zambezi, Cabora-Bassa e Ruhuhu) foi gerado pela transtração em zonas de cisalhamento dextrais (zonas de acomodação) também relacionadas ao sistema Gonduanides.

ABSTRACT

The Triassic deposits of the Paraná Basin occur only in the Rio Grande do Sul State (Southernmost Brazil) as exception of the Early Triassic strata that occur also in Uruguay. The aim of the present thesis is to propose a historical model to the continental Triassic of the Paraná Basin in terms of tectonics and sedimentation, applying sequence-stratigraphy and structural analysis. The Triassic strata of the Rio Grande do Sul State are compared with those of the Ischigualasto and Cuyo basins (Western Argentina) in terms of sedimentary infill. This comparison is important to the palaeogeographic reconstruction of the South America. The continental Triassic deposits of the Rio Grande do Sul State are divided into two second-order depositional sequences, the Sanga do Cabral Supersequence and Santa Maria Supersequence. The former is composed of low sinuosity fluvial deposits containing palaeotetrapods associated to the Induan age *Procolophon* Range Zone of South Africa. The second unit are divided into three third-order sequences named Santa Maria 1, 2 and 3 sequences. The Santa Maria 1 Sequence is composed of low sinuosity, deltaic and shallow lacustrine systems. Its palaeoherpetofauna is related to the Ladinian age *Therapsid* Cenozone. The Santa Maria 2 Sequence exhibits similar depositional systems. Reptilian fossils related to the Carnian age *Rhynchosaur* Cenozone are found in its middle and upper part whereas tetrapod fossils related to the Norian *Jachaleria* Interval are found in its uppermost part. The Santa Maria 3 Sequence composed of low sinuosity fluvial deposits containing conifer silicified logs. There is a notable geometric similarity among the Santa Maria Supersequence outcrop area - and the palaeocurrents of its fluvial systems - and the coeval Southern Africa intraplate rifts. The Waterberg Basin (Namibia) is one of these rifts, controlled by the Waterberg-Omaruru Fault directly. The extension of this structure to the South America is an anastomosed fault system with strike $Az=290^{\circ}$ on the southern Rio Grande do Sul State. Fracture statistical studies per stratigraphic unit point out to the activity of the fault system immediately before the deposition of the Santa Maria Supersequence. Thus, this unit is considered as one of the intraplate rifts. There are two distinct phases of sedimentation in Southern South America during Triassic in terms of tectonic processes controlled by the Gondwanides orogenic system: (1) the Early Triassic wide alluvial plains and (2) the Middle and Late Triassic rifts. The first phase comprises the unconfined fluvial systems such as the Sanga do Cabral Supersequence and the Talampaya and Tarjados sequences (San Juan and La Rioja provinces, Argentina). These fluvial systems are the sedimentary response to an important interregional upwelling due to orthogonal and locally oblique compression in the Gondwanides system close to the Permo-Triassic boundary. The rift basins of the second phase occur in the retroarc

(Ischigualasto, Cuyo, Northern Patagonia and Northern Chile basins) and in the intraplate (Santa Maria Supersequence) settings. Two third-order depositional sequences are individualized in the Ischigualasto Basin (San Juan and La Rioja provinces, Argentina) named Ischichuca-Los Rastros and Ischigualasto-Los Colorados sequences. The former presents low sinuosity fluvial systems and deltaic-lacustrine systems. The second sequence presents fluvial channel and floodplain deposits with pyroclastic contribution. Two third-order sequences are defined in the Cuyo Basin (Mendoza, San Luis and San Juan provinces, Argentina) named Río Mendoza-Cerro de las Cabras and Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco sequences. The former is composed of alluvial fan, fluvial-lacustrine and pyroclastic deposits. The second sequence presents high and low sinuosity fluvial systems and lacustrine systems. The Ischigualasto and Cuyo basins sedimentary infill is related to two syn-rift/post-rift cycles. The third-order depositional sequences of the Santa Maria Supersequence are also related to extensional fault activity. Among the rifts studied, the retroarc rifts present major cumulation if compared to the intraplate rifts due to higher rates of sedimentary yield and accommodation space generation. The Western Argentina and Northern Chile rifts were developed by transtension related to a sinistral shear zone in the western sector of the Gondwanides system. The intraplate rift system composed of the Santa Maria Supersequence and the African basins (Waterberg, Mid-Zambezi, Cabora-Bassa and Ruhuhu) developed under transtension within dextral shear zones (accommodation zones) related to the Gondwanides system.

APRESENTAÇÃO

Esta tese foi elaborada na forma de artigos, os quais são apresentados no Capítulo 7. Nos capítulos anteriores a este, procura-se situar o leitor na problemática da tese.

Os artigos, por sua vez, são apresentados na forma como foram enviados para os periódicos, com o texto principal, as referências bibliográficas, a lista de figuras e as figuras. No caso do Artigo I, que está em vias de publicação no periódico *Sedimentary Geology*, apresenta-se a primeira página da prova enviada pela editora. Aos artigos II e III, os quais foram submetidos para publicação nos periódicos *Gondwana Research* e *Sedimentary Geology*, respectivamente, anexa-se mensagem de correio eletrônico dos editores comunicando o recebimento dos mesmos.

Como os artigos são apresentados com as respectivas referências bibliográficas, aquelas apresentadas no Capítulo 9 compreendem apenas as citações contidas nos demais capítulos. A título de uniformização, as referências bibliográficas do Capítulo 9 são listadas de acordo com o modelo exigido pelos periódicos internacionais.

As figuras em números romanos são aquelas citadas no texto, fora dos artigos. Ao longo do texto, são feitas referências a estas figuras, bem como a figuras dos artigos, estas últimas em números arábicos. Neste caso, é feita referência ao respectivo artigo (Fig. 1 do Artigo I, por exemplo).

No final da tese, em anexo, apresenta-se uma tabela com informações sobre os pontos marcados durante os trabalhos de campo, com coordenadas, respectiva folha topográfica, pontos de referência, unidade estratigráfica e outros comentários. Esta tabela tem como principal objetivo orientar profissionais de geociências que queiram realizar pesquisas nas mesmas áreas que foram estudadas durante a preparação da presente tese. É importante salientar que nesta tabela são apresentadas as unidades estratigráficas propostas na presente tese, mesmo que não formais (seqüências deposicionais), justamente para que as mesmas sejam passíveis de teste no futuro.

1. INTRODUÇÃO

O Triássico, com duração de 248,2m.a. a 205,7m.a. (Gradstein et al., 1995), foi o período de máximo desenvolvimento do Pangea, uma vez que o processo de consolidação do supercontinente teria terminado no limite Permo-Triássico e que sua ruptura iniciar-se-ia no Jurássico (em torno de 160m.a.). O Pangea é dividido em duas partes, a Laurásia e o Gondwana (Fig. I). Enquanto que a Laurásia desenvolveu-se pela amalgamação de continentes no Neopaleozóico (orogêneses Caledoniana e Uraliana), o Gondwana já existia como uma unidade desde o limite Neoproterozóico-Eopaleozóico. A formação do Pangea pela amalgamação do Gondwana e da Laurásia deu-se do Neopaleozóico ao limite Permo-Triássico (orogêneses Herciniana e Tardi-Herciniana).

A consolidação do Pangea resultou em um soerguimento generalizado da massa continental. De fato, o Triássico caracterizou-se pelo baixo nível eustático e pela profusão da sedimentação continental (Waugh, 1973; Windley, 1977; Tucker e Benton, 1982; Dott Jr. e Batten, 1988; White, 1990; Golonka e Ford, 2000). O interior do Pangea é desenhado com vastas planícies submetidas a um clima árido ou semi-árido. As cadeias de montanhas, por sua vez, desenvolviam-se somente em algumas de suas margens. Este contexto paleogeográfico favoreceu a irradiação de grupos orgânicos bem adaptados à aridez, como os répteis, os mamíferos e as coníferas.

No sudoeste do Gondwana (América do Sul e África), os depósitos sedimentares triássicos são predominantemente continentais e ocorrem de forma fragmentária (Fig. 1 do Artigo I). A sedimentação deste período está diretamente relacionada à Orogênese Gondwânica. Esta interação entre a crosta oceânica do Pantalassa e a crosta continental do Gondwana produziu um cinturão composto por um arco magmático e uma faixa de dobramentos, o cinturão Gondwanides. Esta designação segue a proposta inicial de Keidel (1916). Na década de 1930, A. L. du Toit redefiniu esta faixa orogênica, chamando-a de Samfrau (Fig. II). O setor sul-americano e sul-africano do cinturão orogênico é mostrado na Figura 1 do Artigo I.

No Meso e Neotriássico ocorreu uma fase extensional, como atestam as várias bacias *rift* do Chile, do oeste da Argentina e do sul da África (Fig. 12 do Artigo III). Propõe-se que esta fase esteja relacionada ao Gondwanides, o que será discutido nesta tese, em especial no Artigo III.

Os depósitos triássicos do Rio Grande do Sul, o quais são o principal objeto de estudo desta tese, no entanto, não têm sido situados neste contexto maior e nem associados com outros depósitos correlatos do sudoeste do Gondwana. A cultura estratigráfica brasileira

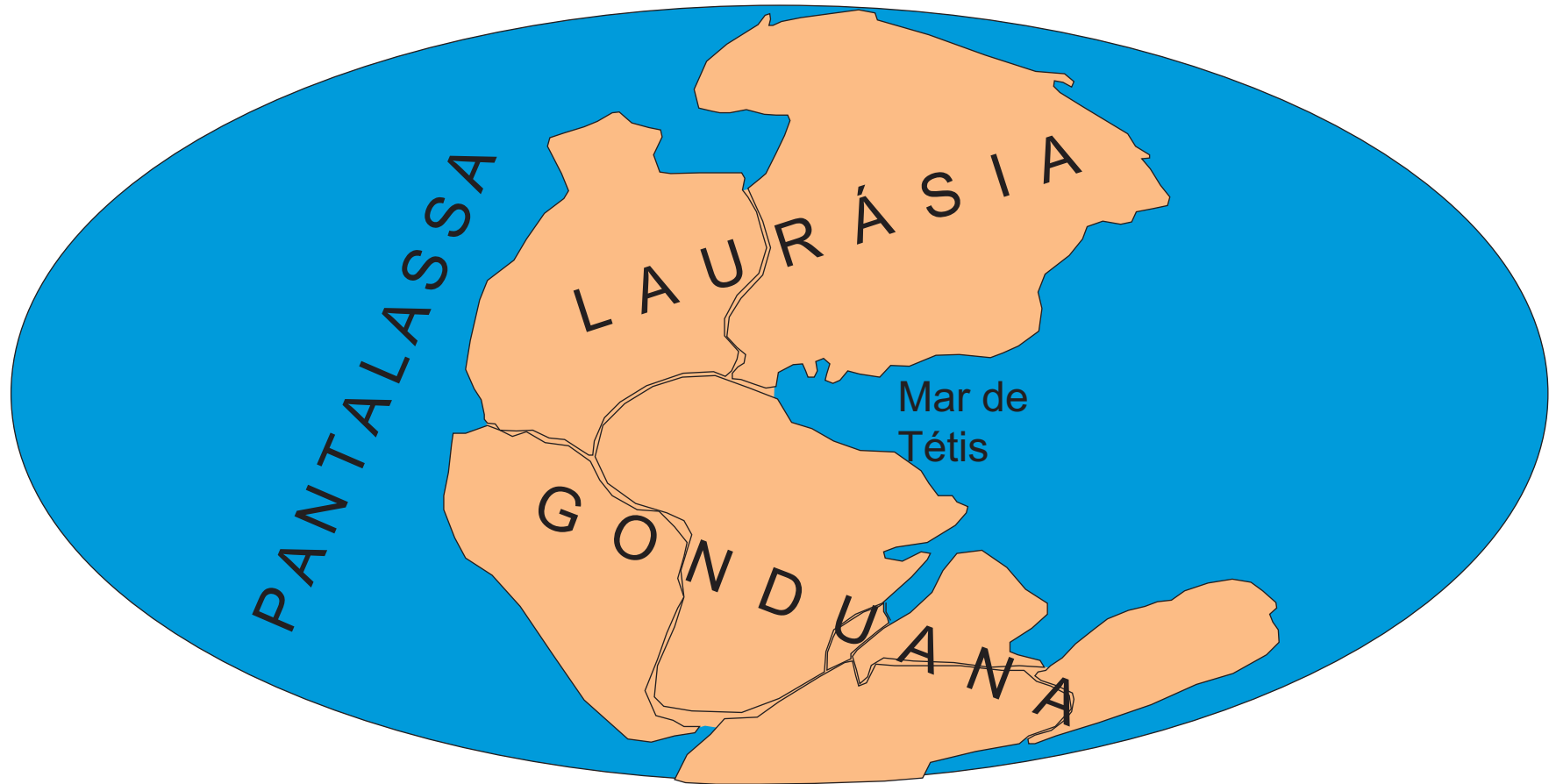


Figura I - Reconstrução do Pangea, dividido em duas partes principais, o Gondwana e a Laurásia (modificado de Skinner e Porter, 1995).

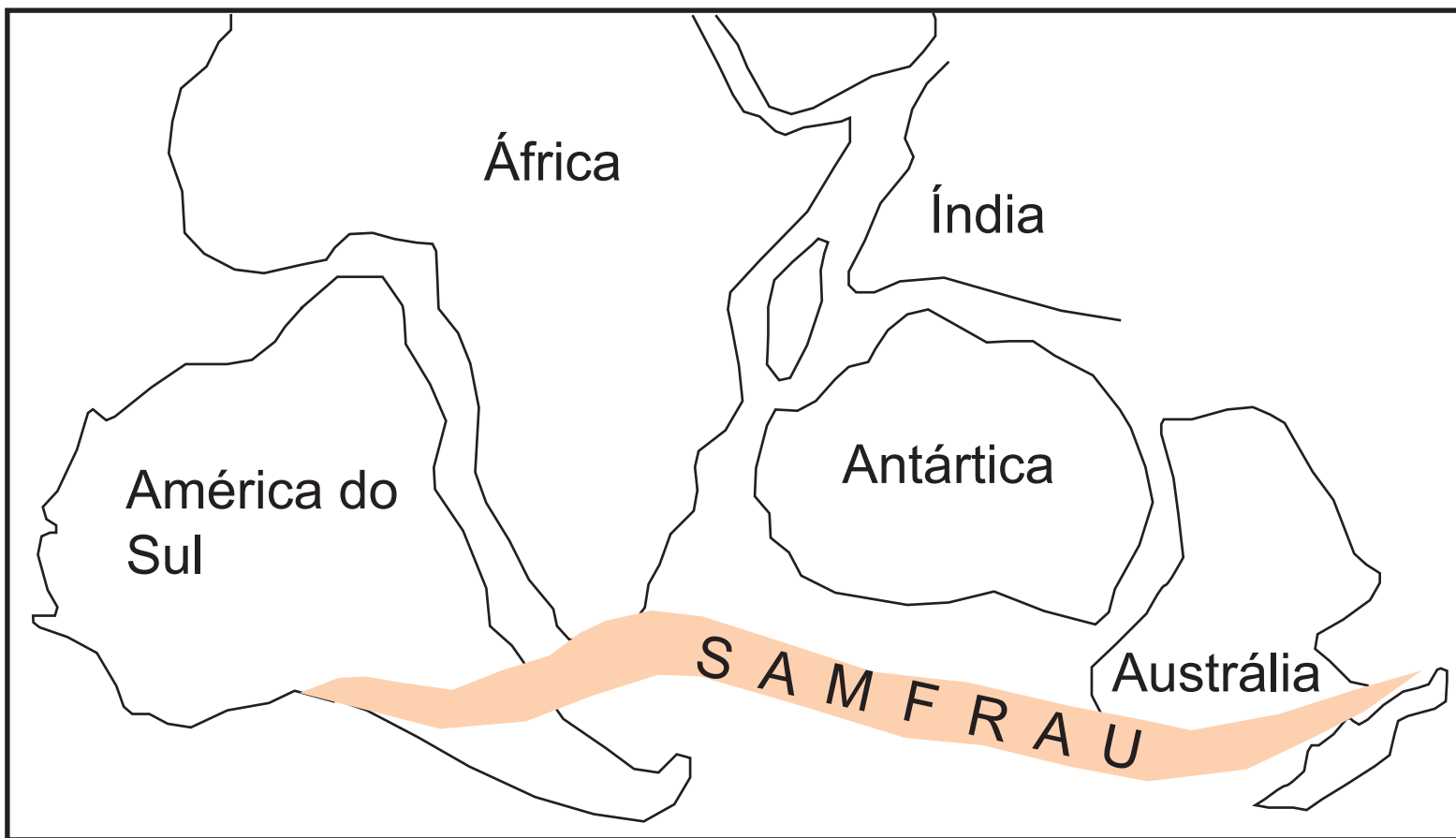


Figura II - Reconstrução do Gondwana com o Cinturão Samfrau, na concepção de A. L. du Toit. Modificada de ILCE (2003).

concebe para o Triássico a mesma grande Bacia do Paraná do Permiano (Fig. 1 do Artigo I), apesar de que os depósitos triássicos não ocorram em outras partes da bacia. O Eotriássico (Scythiano), representado pela Superseqüência Sanga do Cabral, aflora somente no Rio Grande do Sul e Uruguai (Fig. III, Fig. 1 do Artigo I). O intervalo associado ao Meso e Neotriássico, aqui denominado de Superseqüência Santa Maria, aflora exclusivamente no Rio Grande do Sul, em uma estreita e alongada faixa leste-oeste, na região central do Estado, e sobre o Escudo Sul-riograndense, neste caso de forma pontual (Fig. III).

Estas unidades têm grande importância paleontológica. Nos depósitos eotriássicos ocorrem fósseis de répteis procolofonídeos e anfíbios, entre outros. No pacote meso e neotriássico ocorrem dinossauros, entre os quais aquele que é considerado como o mais antigo, o *Staurikosaurus pricei*. Neste intervalo também ocorrem também rincossauros, tecodontes, cinodontes, dicinodontes, esfenodontídeos e outros. Dos tecodontes originaram-se os próprios dinossauros e os crocodilianos. Os cinodontes, por sua vez, são o grupo ancestral dos mamíferos e alguns gêneros encontrados no Estado parecem estar justamente na transição réptil-mamífero. O pacote meso e neotriássico ainda apresenta registros da Flora *Dicroidium*, troncos silicificados de *Conipherales*, insetos, conchostráceos e peixes.

Os depósitos triássicos do Rio Grande do Sul também têm importância como aquíferos. O melhor exemplo são os arenitos fluviais da Superseqüência Santa Maria, que são reservatórios significativos de água subterrânea, contribuindo para o abastecimento de água de muitas comunidades da região central do Estado.

Em termos de estudos tectônicos no intervalo de tempo em questão, o Rio Grande do Sul também se mostra como uma área fundamental. Entre o oeste da Argentina e o sul da África, é somente neste Estado que ocorrem registros do Triássico de forma representativa (Fig. 1 do Artigo I). Dessa forma, para a compreensão da evolução geotectônica da parte ocidental do Gondwana durante o Triássico, uma abordagem dos depósitos sul-rio-grandenses com este enfoque faz-se fundamental. Uma das questões mais importantes a ser discutida é se a ocorrência de depósitos triássicos exclusivos da parte sul da bacia significa restrição na área deposicional ou preservação da erosão. De uma forma ou de outra, o fato deve ser atribuído a processos tectônicos que, até o momento, não são bem compreendidos. Esta tese realiza uma abordagem tectônica e estratigráfica para o intervalo, visando discutir as questões mencionadas.

Quando da realização deste estudo, foi necessário olhar simultaneamente para os depósitos sul-rio-grandenses, para depósitos correlatos na América do Sul e para o sudoeste do Gondwana como um todo. O arcabouço estratigráfico do Triássico do Rio Grande do Sul tinha que ser revisto, na busca de horizontes de correlação com outras bacias. Da mesma

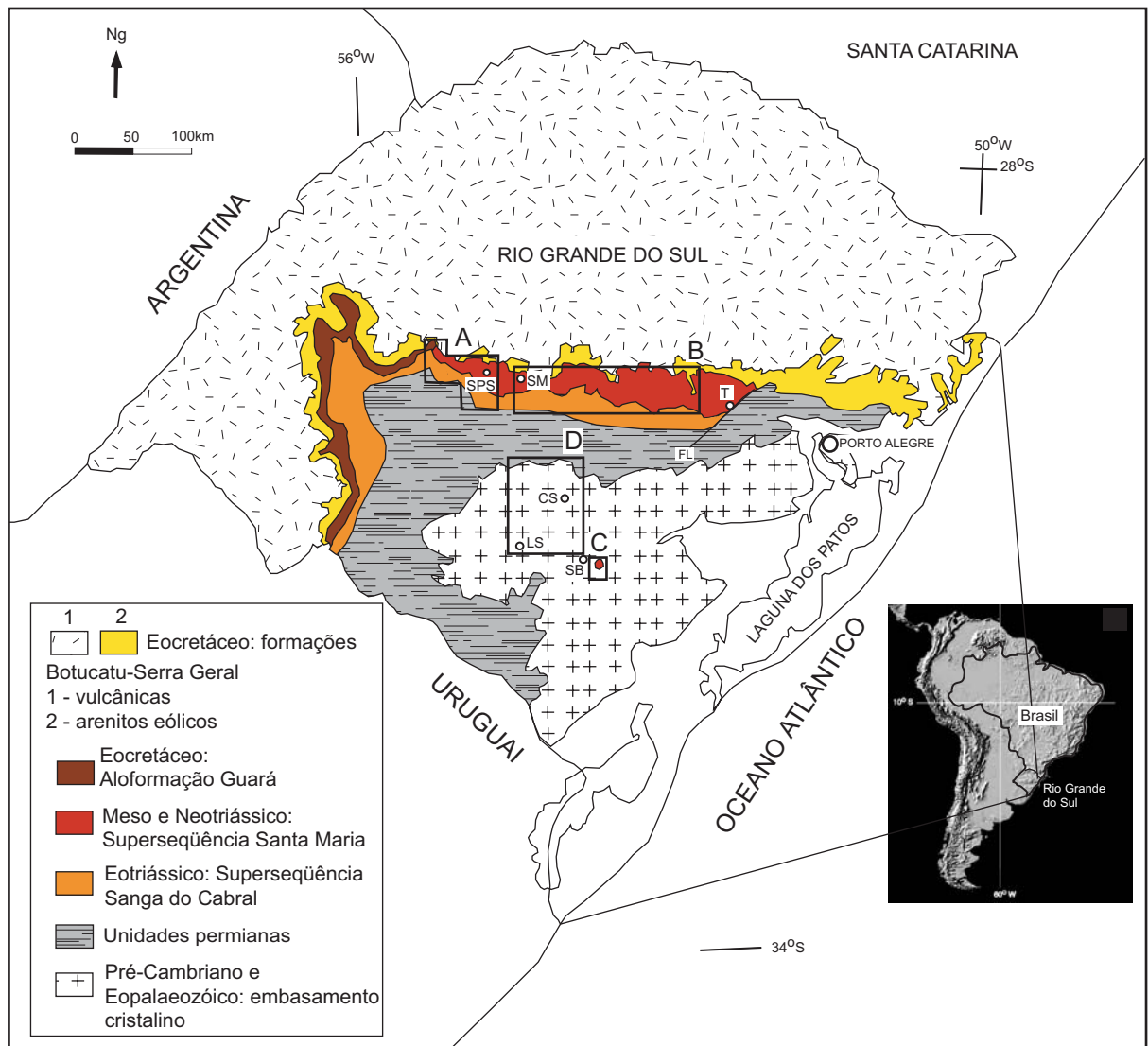


Figura III - Mapa geológico simplificado do Rio Grande do Sul, Brasil, (modificado de Faccini, 1989) com a localização das áreas de trabalho. A=área de São Pedro do Sul e municípios vizinhos, B=área entre Santa Maria e Rio Pardo, C=ocorrências Triássicas sobre o Escudo Sul-Riograndense, região de Santana da Boavista, D=Escudo Sul-Riograndense, região de Caçapava do Sul e Lavras do Sul, CS=Caçapava do Sul, LF=Falha do Leão, LS=Lavras do Sul, SB=Santana da Boavista, SM=Santa Maria, SPS=São Pedro do Sul, T=Taquari.

forma, estudos tectônicos deveriam ser realizados, pois não havia qualquer informação deste tipo. O estilo deposicional de depósitos cronologicamente correlatos, cujo ambiente tectônico é mais bem compreendido, como as bacias do oeste da Argentina, também deveria ser observado. Finalmente, tornava-se necessário realizar uma síntese das informações disponíveis sobre tectônica e sedimentação no sul da América do Sul e no sul da África.

Através dos conceitos da estratigrafia de seqüências, o Triássico do Rio Grande do Sul pode ser organizado em seqüências deposicionais de 2ª ordem, com significado tectônico, representando diferentes fases de subsidência, com o desenvolvimento de centros deposicionais individualizados. Estas seqüências, por sua vez, foram subdivididas em seqüências de 3ª ordem pelo menos, condicionadas por processos tectônicos, climáticos ou ambos. Embora já existam trabalhos neste sentido (*e.g.* Faccini, 1989; Milani, 1997; Milani *et al.*, 1998; Faccini, 2000), dados novos tornam necessária a revisão do arcabouço estratigráfico. Paralelamente, o aporte de dados paleontológicos conduz a uma crescente necessidade de integração entre a geologia e a paleontologia. Assim, realizou-se uma revisão estratigráfica com base nas ferramentas de análise de fácies e estratigrafia de seqüências, utilizando-se também as informações de cunho bioestratigráfico. Para os estudos tectônicos, utilizou-se a análise estrutural. A aplicação de métodos de geologia estrutural é ainda inédita para o intervalo. Com isto, buscou-se obter informações sobre a tectônica formadora, passando também pela compreensão da tectônica deformadora.

A necessidade de observação de depósitos contemporâneos em bacias *rift* fez com que o trabalho se estendesse até as bacias do oeste da Argentina. Realizaram-se excursões de campo nas bacias de Ischigualasto-Villa Unión e de Cuyo (Fig. 1 do Artigo III). Estas bacias, por serem contemporâneas aos depósitos do Rio Grande do Sul e do tipo *rift*, se constituem em excelentes modelos para comparações, podendo apresentar-se como análogas em termos de tipo de bacia, paleoclima, sistemas deposicionais e conteúdo paleontológico. Além disso, o clima árido nesta região permite boas exposições das rochas, revelando detalhes que não seriam vistos no Rio Grande do Sul, onde o solo e a cobertura vegetal são muito desenvolvidos. A correlação geológica entre os depósitos da Argentina e Rio Grande do Sul, além de permitir uma melhor compreensão do Triássico deste Estado, forneceu subsídios para o estudo da evolução tectônica e paleogeográfica do Triássico na parte sul-ocidental do Gondwana. No trabalho de campo na Argentina, observou-se principalmente a arquitetura estratigráfica, através da análise de fácies e da estratigrafia de seqüências. Também buscou-se identificar, em afloramento, as feições que pudessem ser associadas à tectônica extensional.

Finalmente, procurou-se compreender os processos tectônicos e sedimentares em todo o sudoeste do Gondwana. Para isto, realizou-se pesquisa bibliográfica sobre o sistema

orogênico Gonduanides e sobre a sedimentação triássica do sul da África, concentrada na bacia de antepaís do Karoo e em pequenas bacias extensionais.

Esta tese foi dividida em artigos seguindo esse esquema geral. O primeiro e o segundo artigos levantam dados e discussões sobre os depósitos triássicos do Rio Grande do Sul, em termos de arquitetura estratigráfica e de contexto tectônico, respectivamente. O terceiro artigo, por sua vez, trata da comparação dos depósitos triássicos do sul do Brasil e do oeste da Argentina, bem como da sua situação no contexto do sudoeste do Gondwana.

2. JUSTIFICATIVA

Os depósitos triássicos da Bacia do Chaco-Paraná são restritos ao Rio Grande do Sul, estendendo-se ao Uruguai no caso da Superseqüência Sanga do Cabral. Esta restrita área de ocorrência contrasta com a extensa porção do continente sul-americano coberta pelas rochas sedimentares permianas da Bacia do Chaco-Paraná (Fig. 1b do Artigo II). Assim, o Rio Grande do Sul e o Uruguai passaram por processos tectônicos singulares que controlaram a sedimentação durante o Triássico ou que preservaram estes depósitos de uma erosão generalizada ocorrida em tempos posteriores. Pela disposição dos depósitos Meso e Neotriássicos em áreas adjacentes (oeste da Argentina, sul da África), houve restrição já na fase deposicional. Esta discussão, no entanto, jamais foi realizada de forma sistemática, buscando-se evidências materiais nos depósitos do Rio Grande do Sul e tornando-os objeto de comparação com outras bacias correlatas. Nesta tese, pretende-se trazer esta discussão à comunidade científica.

Para que este tema pudesse ser discutido de forma objetiva, vários problemas teriam que ser solucionados, que dizem respeito ao conhecimento do Triássico do Rio Grande do Sul. Entre eles, talvez o mais significativo seja o da falta de integração entre a estratigrafia e a paleontologia. As faunas de paleotetrápodes ocorrem de forma localizada (faunas locais, *e.g.* Barberena *et al.*, 1985), e não empilhadas numa mesma área, o que possibilitaria a construção de uma seção-tipo. Isso faz com que não haja, ainda, um aproveitamento satisfatório destas faunas locais na tentativa de se construir a estratigrafia do Triássico no Estado. As relações estratigráficas entre os níveis com troncos silicificados e aqueles com tetrápodes fósseis também são pouco conhecidas. Apesar disso, do lado da paleontologia têm surgido propostas de zoneamento bioestratigráfico (Barberena, 1977; Scherer *et al.*, 1995; Schultz, 1995; Schultz *et al.*, 2000). Assim, faz-se necessário realizar esta integração com a estratigrafia, na tentativa de se buscar horizontes de correlação com outras bacias.

Da mesma forma, estudos tectônicos nos depósitos triássicos do Estado jamais foram realizados. Neste tipo de abordagem, seria fundamental o uso de técnicas de geologia estrutural. Por exemplo, na região centro-oeste do Estado, em especial na área compreendida entre os municípios de São Pedro do Sul e Jaguari (vide Capítulo 4), todo o intervalo encontra-se deformado por tectônica rúptil, o que dificulta os trabalhos de correlação estratigráfica. Dessa forma, uma abordagem em termos de geologia estrutural faz-se necessária, para a devida compreensão tanto dos processos formadores como dos processos deformadores das unidades triássicas. Assim, nesta tese, procura-se utilizar a ferramenta de geologia estrutural para um levantamento de dados ainda inédito.

Como os aspectos geométricos das unidades são pouco conhecidos, a distribuição destas em subsuperfície é insuficientemente compreendida. Considerando-se que muitas das unidades envolvidas são aquíferos em potencial, há a necessidade de se aumentar o conhecimento quanto a estes temas específicos. Uma abordagem tectônica e estratigráfica, mesmo que realizada apenas em afloramento, contribui para o conhecimento da arquitetura deposicional do intervalo. Estas informações poderão ser significativas para futuros estudos hidrogeológicos.

O estudo das bacias de Ischigualasto-Villa Unión e de Cuyo, por sua vez, torna-se necessário porque estas bacias são contemporâneas e reconhecidamente consistem em bacias *rift*. Pode-se, dessa forma, ter uma visão mais ampla da sedimentação triássica no sul da América do Sul e também conhecer a arquitetura estratigráfica de um *rift* típico, a título de comparação, uma vez que se postula, nesta tese, que os depósitos Meso e Neotriássicos do Rio Grande do Sul estejam associados a este tipo de bacia. Além disso, uma das limitações para os trabalhos no Rio Grande do Sul é o clima úmido, que não proporciona uma área aflorante satisfatória para estudos de campo. Em contrapartida, o clima árido no oeste da Argentina condiciona uma área aflorante que corresponde à quase totalidade da superfície do terreno.

Finalmente, a contextualização tectônica do Triássico no sudoeste do Gondwana jamais foi realizada nos termos aqui propostos. Publicaram-se outros trabalhos neste sentido (*e.g.* Martin, 1961; Uliana e Biddle, 1988; Veevers *et al.*, 1994). No entanto, Martin (1961) não contava com uma quantidade satisfatória de dados geológicos em sua época, em especial aqueles provenientes do sul do Brasil, enquanto que Veevers *et al.* (1994) concentraram sua discussão nos depósitos de antepaís associados ao orógeno Gondwanides. Uliana e Biddle (1988), por sua vez, esbarraram em problemas de correlação estratigráfica na Bacia do Chaco-Paraná, presentes na literatura consultada. Isto fez com que a reconstrução da Bacia do Chaco-Paraná no Triássico, por estes autores, fosse baseada também em unidades permianas aflorantes mais ao norte da bacia, tomadas como sendo triássicas.

Dessa forma, a reconstrução do sudoeste do Gondwana aqui proposta é inédita, no sentido de se levar em consideração as informações geológicas do Rio Grande do Sul devidamente atualizadas. O que também torna esta abordagem inédita é o fato de que, embora as bacias do oeste da Argentina sejam muito estudadas, a comparação geológica destas com os depósitos do Rio Grande do Sul sob um modelo evolutivo integrado ainda não foi realizada.

3. OBJETIVOS

Através de estudos estruturais e estratigráficos, objetiva-se a construção de um arcabouço tectônico e estratigráfico para o Triássico do Rio Grande do Sul. A integração das informações estruturais e estratigráficas obtidas no Estado com aquelas obtidas nas bacias de Ischigualasto-Villa Unión e de Cuyo, do oeste da Argentina, também permitirá propor um modelo de evolução paleogeográfica da região sudoeste do Gondwana. Para atingir este objetivo final, pretende-se:

- 1) Apresentar uma proposta de arquitetura estratigráfica para o Triássico do Rio Grande do Sul.
- 2) Estudar a tectônica formadora e deformadora do citado intervalo.
- 3) Comparar a Superseqüência Santa Maria com as bacias de Ischigualasto-Villa Unión e de Cuyo, do ponto de vista cronológico e de estilo deposicional.
- 4) Trazer para a discussão as informações disponíveis sobre o Triássico do sul da África, comparando-o às unidades aflorantes no sul do Brasil.

4. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

Os estudos se concentraram na região centro-oeste do Rio Grande do Sul, especialmente nos municípios de São Pedro do Sul, Dilermando Aguiar, São Vicente do Sul, Mata e Jaguari (Fig. III, Fig. 3 do Artigo I). Esta área foi escolhida pela ocorrência, em afloramento, de todas as unidades abordadas, bem como de falhas importantes, que afetam parcial ou totalmente o intervalo estratigráfico em questão. Outro motivo de escolha desta área foi o fato de que a mesma compreende o limite oeste da Superseqüência Santa Maria, o qual não é bem compreendido. Não obstante, outras áreas consideradas de interesse foram estudadas no Rio Grande do Sul. Observações faciológicas e estratigráficas foram realizadas na região de Santa Maria, Faxinal do Soturno, Cachoeira do Sul, Candelária, Rio Pardo, Venâncio Aires e Taquari e na região de Santana da Boavista (Fig. III), onde são mencionadas ocorrências de depósitos triássicos sobre o Escudo Sul-riograndense (*e.g.* Faccini, 1989, Faccini *et al.*, 1990, Ketzer, 1997). Da mesma forma, realizou-se o trabalho de análise estrutural em outras áreas da Bacia do Paraná (Cachoeira do Sul, Rio Pardo, Fig. 4 do Artigo II), bem como no Escudo Sul-riograndense (Lavras do Sul, Caçapava do Sul, Cerrito do Ouro, Fig. 4 do Artigo II).

No oeste da Argentina, os estudos foram realizados nas bacias de Ischigualasto-Villa Unión e de Cuyo (figs. IV, V, Fig. 1 do Artigo III). A Bacia de Ischigualasto-Villa Unión localiza-se no nordeste da Província de San Juan e no oeste da Província de La Rioja. Nesta bacia, os estudos se concentraram no Valle de la Luna, no vale do Rio del Peñón, no Cerro Morado e em Los Chañares (Fig. IV). Também foram estudados os depósitos eotriássicos da área do *canyon* do Rio Talampaya (Fig. IV), embora estes não sejam considerados aqui como pertencentes à Bacia de Ischigualasto-Villa Unión.

A maior parte da Bacia de Cuyo ocorre na província de Mendoza, embora a mesma se estenda também para o leste e para o norte, entrando nas províncias de San Luís e San Juan, respectivamente. Os estudos se concentraram na área de Potrerillos (província de Mendoza, Fig. V). Também foram visitados os depósitos correlatos aflorantes nas áreas de Paramillos de Uspallata (província de Mendoza, Fig. V) e Barreal (província de San Juan, Fig. 1 do Artigo III).

Os pontos marcados durante o trabalho de campo em todas as áreas são mostrados na tabela em anexo, com suas coordenadas (UTM ou geográfica), folha topográfica em que estão inseridos, pontos de referência relevantes, unidade estratigráfica aflorante e breve comentário do afloramento. A seguir será explicado o significado das siglas dos pontos:

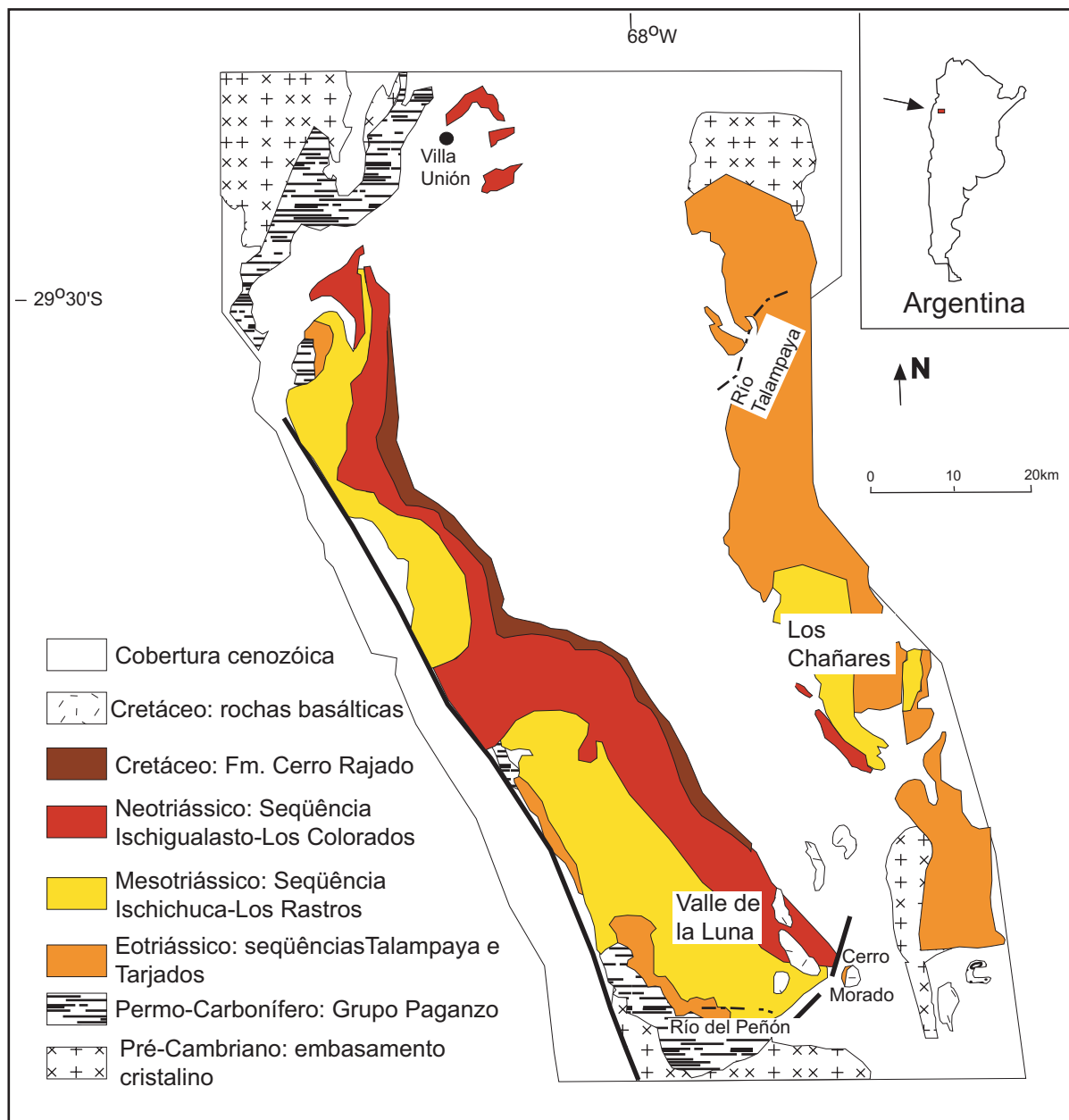


Figura IV - Mapa geológico da região de Ischigualasto - Villa Unión, República Argentina (baseado em Stipanovic e Bonaparte, 1976 e Ragona *et al.*, 1995), com as localidades estudadas.

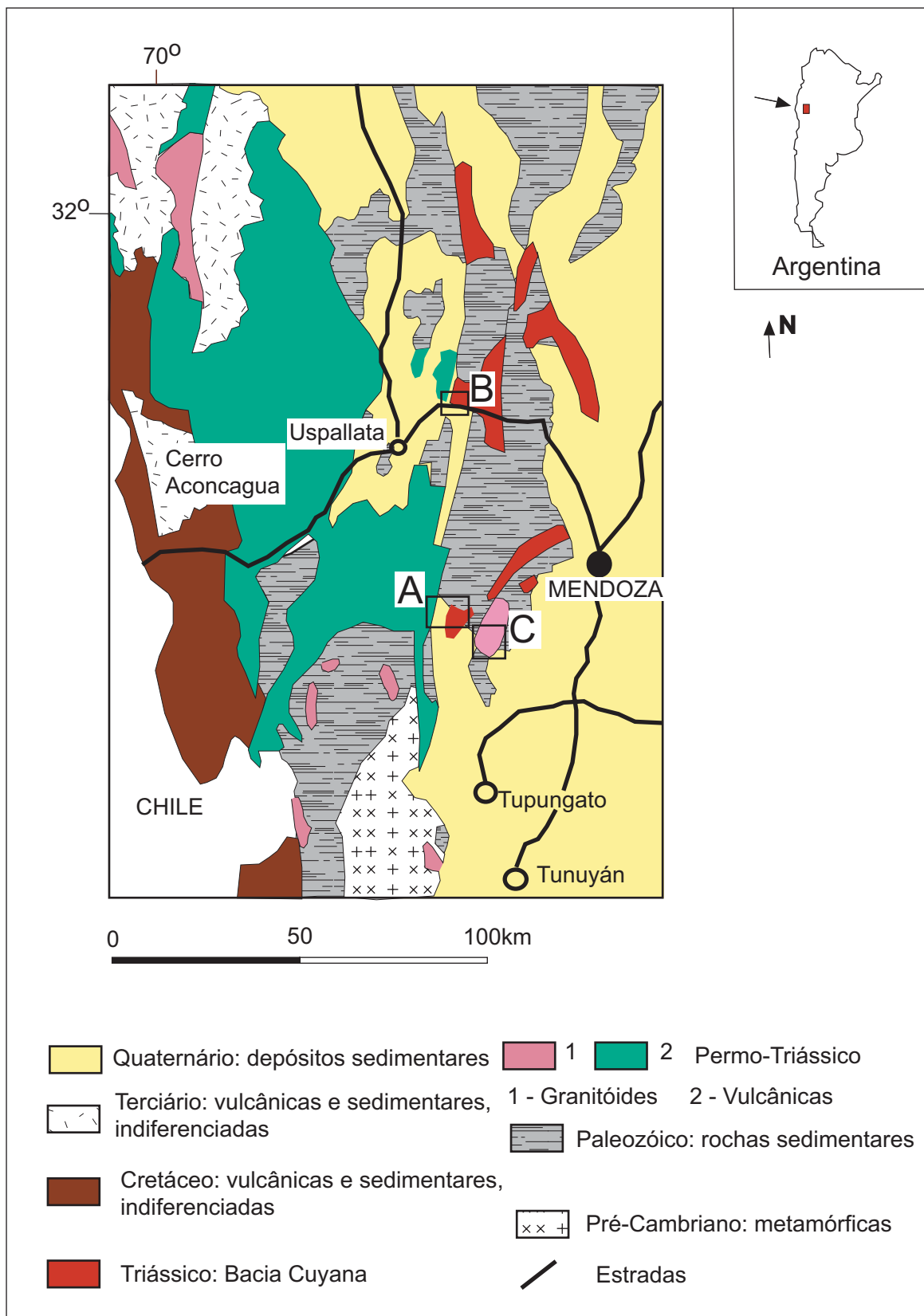


Figura V - Mapa geológico simplificado da região de Mendoza, República Argentina (modificado de Lizaín *et al.*, 1997), indicando as áreas estudadas. A = área de Potrerillos, B = área de Paramillos de Uspallata, C = área de Cerro Cacheuta e Quebrada de las Avispas.

- CA: pontos situados na Carta Topográfica do Brasil, escala 1:250.000, Folha Cachoeira do Sul, Rio Grande do Sul. Inclui todos os afloramentos do Escudo Sul-riograndense, bem como alguns afloramentos da Bacia do Paraná.
- CAN: ocorrências de rochas sedimentares sobre o Escudo Sul-riograndense, em especial no *Graben* Arroio Moirão.
- CS: afloramentos da Bacia do Paraná na Carta Topográfica do Brasil, escala 1:250.000, Folha Caxias do Sul e extremo norte da Folha Porto Alegre.
- CUY: afloramentos da Bacia de Cuyo, Argentina.
- H: afloramentos da Bacia do Paraná na área-tipo no centro-oeste do Rio Grande do Sul (municípios de São Pedro do Sul, Mata, Jaguari e Dilermando Aguiar).
- ISCH: afloramentos da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión e de depósitos eotriássicos geograficamente próximos.
- SM: afloramentos da Bacia do Paraná na Carta Topográfica do Brasil, escala 1:250.000, Folha Santa Maria.

5. METODOLOGIA

5.1. Considerações iniciais

A discussão sobre método científico passa pelo problema de se definir o que seja ciência. A demarcação da ciência dentro da esfera do conhecimento humano, do qual fazem parte também as artes, a filosofia e a religião, é uma das históricas ocupações da epistemologia. Esta discussão é bastante antiga, mas não há um conceito preciso do que seja ciência. As suas fronteiras são muito tênues.

Em termos de objetivos, a ciência se confunde com outras formas de conhecimento. Embora a ciência não se comprometa objetivamente com a busca da verdade, o que impele a investigação científica é, em grande parte, o mito da verdade a ser buscada. A esse propósito, Morin (1986) chama a atenção para a importância do mito, mesmo que sufocado pelo pensamento racional moderno. Neste aspecto, ciência, religião e filosofia compartilham objetivos semelhantes. Morin (1986) também se refere à sensação de posse da verdade, que pode ser proporcionada tanto pela religião como por uma teoria científica.

Do ponto de vista dos resultados, se a ciência nunca descobre uma verdade, ela apresenta construções, representações do mundo. Sob este ponto de vista, as artes também produzem representações do mundo. A maior diferença entre as duas formas de conhecimento seria a maior objetividade da ciência em contraste com a maior subjetividade das artes, embora sujeito e objeto tenham importância em ambas.

A ciência termina por ser identificada de forma mais eficiente do ponto de vista operacional. A ciência trabalha com teorias e dados. Uma ciência que menosprezasse os dados seria totalmente especulativa, confundindo-se com a filosofia, e de interpretação pessoal, confundindo-se com as artes. Dessa forma, as operações intelectuais com dados objetivos parecem ser próprias da ciência. Apesar disso, os dados estão subordinados às teorias pois, como afirmou Feyerabend (1975), os dados só fazem sentido à luz de uma teoria. Também Gramsci (1955) questionou a existência objetiva e independente do fenômeno.

Não há ciência sem teoria. Para Morin (1986), a teoria dá ao espírito o sentimento de “comunhão” com o mundo, de “posse do mundo”. Ainda de acordo com Morin (1986), teorias, discursos, mitos e idéias são a expressão da atividade cogitante própria do ser humano e que transcende a atividade computante comum a todo ser vivo. A teoria permite estabelecer conexões ideais entre objetos, consistindo-se, dessa forma, numa construção do mundo. Na ciência moderna, a teoria, ou o conjunto de teorias interrelacionadas, reúne em torno de si toda uma comunidade científica. Kuhn (1978) observou este fenômeno, constatando que uma

comunidade científica vive na esfera de uma mesma cosmovisão, o "paradigma", à qual toda a investigação desta comunidade está subordinada.

Como decorrência, torna-se importante discutir a forma como a teoria se insere na investigação científica. Em primeiro lugar, surge a questão de se admitir ou não que existam teorias fundamentais das quais todo o conhecimento poderia ser deduzido. Esta possibilidade foi levantada por Descartes (1637). No entanto, como afirmaria mais tarde Hume (1748), o conhecimento não poderia avançar para além destas teorias fundamentais. A evolução do conhecimento processar-se-ia apenas se fosse admitido um aporte de informações provenientes da observação, as quais modificariam, indutivamente, a teoria fundamental.

Dessa forma, poder-se-ia também colocar a observação num nível superior ao da teoria. Esta é a base do indutivismo, que teve em Bacon seu maior expoente. De acordo com Bacon (1620), as observações da natureza deveriam conduzir a investigação científica e, a partir delas, seriam construídas as teorias ou "axiomas". Pode-se admitir o raciocínio indutivo em momentos da investigação. Sua adoção como método geral, no entanto, transformaria a ciência num trabalho de Sísifo, em que os conceitos fundamentais teriam que ser sempre refeitos a cada nova investigação. O que orienta a própria observação é justamente a existência destes conceitos, nos quais se firma a nova pesquisa, realizada em um nível um pouco mais aprofundado. Isto viabiliza a ciência.

A existência de uma teoria anterior também assegura que o conhecimento possa avançar a cada investigação, mesmo que a teoria não tenha sido totalmente corroborada. Isto é particularmente evidente no método dialético, como desenvolvido por Hegel e Marx. A lógica dialética é baseada no princípio da contínua transformação das coisas pela sua negação. Esta transformação ocorreria tanto com o espírito humano como com os entes do mundo material. De acordo com Mondolfo (1968), a dialética sugere movimento através da transcendência. Hegel considerava que o jogo de tensões e soluções seria o mecanismo próprio da razão (Dray, 1964). De acordo com este sistema de conhecer, uma "tese" é confrontada com a sua "antítese" e, deste confronto, surgiria uma "síntese" (*cf.* Dray, 1964).

A antítese expressa a negação, o contraponto. Neste aspecto, a dialética assemelha-se ao falsacionismo crítico de Popper. Este autor propôs a crítica de um determinado conhecimento empírico através do teste negativo. Apesar disso, Popper (1981) não admitia a síntese dos contrários própria da lógica dialética. A teoria falseada seria abandonada, dando lugar a outra teoria. Mas isto não asseguraria, por si só, a evolução do conhecimento, sendo apenas uma forma de orientar a seleção de certas teorias e o abandono de outras.

O processo dialético tem justamente a capacidade de renovar o conhecimento após cada processo de síntese. A tese inicial, que é uma síntese de investigações anteriores, orienta

a observação e a coleta de dados. A interpretação dos dados e observações produz uma tese algo diferente da inicial, a antítese. Confrontando-se tese e antítese produz-se a síntese, que é o ponto de partida para trabalhos futuros.

O mundo da ciência, no entanto, é complexo demais para admitir um método ideal ou mesmo qualquer método. O método dialético tem a capacidade de realizar contínuas retroalimentações entre teorias e dados, sem ser predominantemente indutivista ou dedutivista. Apesar disso, sua atuação ocorre em um plano horizontal: tese, antítese e síntese estão no mesmo nível hierárquico. Como as teorias atuam em diferentes escalas, e teorias podem estar inseridas em outras, as relações entre elas podem ser muito complexas. O paradigma (*sensu* Kuhn, 1978) seria o sistema teórico mais abrangente dentro de uma área do conhecimento científico. Uma teoria que esteja embasada nos fundamentos do paradigma vigente estará sempre subordinada a ele, sem jamais poder transcendê-lo. Mesmo que teorias evoluam progressivamente através da retroalimentação dialética, estas jamais poderão transcender o paradigma em que estejam inseridas. E a substituição de um paradigma por outro, de acordo com Kuhn (1978), se deve a razões muito mais complexas do que as puramente técnicas, consistindo num fenômeno sociológico e histórico. Feyerabend (1975) foi ainda mais longe ao afirmar que uma teoria possa ser adotada em detrimento de outras por razões estéticas ou até de preferências pessoais. Este autor considerou que mesmo os fatos científicos possuíam componentes ideológicos.

A complexidade da ciência é amplificada também pelo aporte cada vez maior de teorias e dados. Há um progressivo aprofundamento em cada tema de pesquisa, tornando-se difícil trabalhar com uma tese central, como proposto pela dialética. Em concordância com Feyerabend (1975), defende-se aqui a admissão de toda a pluralidade de teorias sobre um determinado assunto e a não exclusão de teorias antigas. Assim, a síntese dialética, que surge como uma nova tese a orientar pesquisas futuras, muitas vezes não assume uma forma coesa. Ao se buscar no conhecimento anterior o ponto de partida para uma pesquisa científica, não se obtém uma tese bem definida, mas um apanhado de teorias, muitas vezes incompatíveis. Não há simplesmente um tronco central de tese, antítese e síntese, mas um entrelaçamento de diversos ramos teóricos com diferentes origens. O processo dialético é visto, portanto, como a célula operacional repetida inúmeras vezes no interior do complexo teórico.

No presente trabalho, partiu-se do conhecimento anterior sobre o tema, na forma de diferentes teorias e idéias, que não puderam ser unificadas em uma única tese. A idéia mais próxima de uma tese central seria a de que a sedimentação triássica do Rio Grande do Sul era controlada por processos tectônicos relacionados com a Orogênese Gonduânica. No entanto, há diferentes teses para cada situação particular dentro do tema “sedimentação triássica”. A

sedimentação eotriássica, por exemplo, estaria relacionada a um soerguimento generalizado do orógeno Gonduanides. Já a sedimentação meso e neotriássica registraria o desenvolvimento de bacias *rift* sob um regime tectônico extensional.

A abordagem dialética foi admitida na discussão de cada tese em particular. Um exemplo está no estudo da origem da sedimentação meso e neotriássica do Rio Grande do Sul. A tese inicial segue, em linhas gerais, a proposta de Martin (1961), o qual afirmou que as “camadas Santa Maria” fariam parte de um sistema de pequenas bacias *en échelon*, o qual se estenderia até o sudeste da África. Ao se realizar o teste desta tese, constatou-se que, no Rio Grande do Sul, os segmentos do sistema de falhas controlador das bacias africanas haviam sido ativos após o vulcanismo Serra Geral, do Eocretáceo. Tal fato é visto como a antítese. Do confronto da tese com a antítese, surgiu como síntese a idéia de que este sistema de falhas teve uma evolução mais complexa, sendo também reativado em fases posteriores. Esta síntese é mais completa e mais aprofundada que a tese inicial. Por isso, poderá ser testada de formas diferentes no futuro.

Apresentou-se, assim, a estrutura metodológica desta tese de doutorado, em linhas gerais. Resta ainda tecer algumas considerações sobre as técnicas utilizadas para testar as diferentes “teses”, no sentido dialético do termo. A técnica ou ferramenta a ser utilizada depende de vários fatores, científicos ou não, como objetivos a serem atingidos, tempo de execução do projeto de tese, custo, disponibilidade de dados já existentes, formação profissional do pesquisador, etc. Também é necessário levar em conta uma certa ordem de aplicação de técnicas, segundo a qual aquelas mais fundamentais devem ser aplicadas antes das mais específicas, para que o conhecimento evolua de uma forma mais harmoniosa e completa. Em outras palavras, deve-se buscar sempre uma reconstrução geo-histórica ao invés de se tentar resolver problemas geológicos específicos de forma pragmática.

As técnicas ou ferramentas de trabalho foram escolhidas por algumas destas razões. A análise de fácies e a estratigrafia de seqüências foram escolhidas pela necessidade de se construir um arcabouço estratigráfico com significado geo-histórico. Os estudos foram realizados em afloramento pelo baixo custo dos trabalhos de campo em relação a outras técnicas e pela pouca quantidade de dados de subsuperfície. A ferramenta de análise estrutural foi escolhida também pelo seu baixo custo e pelo fato de que esta abordagem não havia ainda sido realizada nas unidades estudadas. Optou-se por aplicar sistematicamente esta técnica antes de se partir para outras mais específicas, como a datação de falhas, por exemplo, que poderá ser feita em trabalhos futuros. A aplicação de outras técnicas, como as de geofísica, por exemplo, esbarrou em problemas de exequibilidade no tempo disponível. Dessa forma, ainda há muito para ser feito e discutido no tema desta tese de doutorado. O trabalho aqui

apresentado, por ora, contribui com uma reconstrução geo-histórica do Triássico do Rio Grande do Sul – e do sul da América do Sul – a qual permite que futuras discussões partam, dialeticamente, de um nível mais elevado.

Para finalizar, é importante salientar que todo o trabalho de pesquisa científica se encontra inserido em um paradigma (*sensu* Kuhn, 1978), que está hierarquicamente acima do mencionado universo de teses, antíteses e sínteses. No caso da presente tese de doutorado, o paradigma é a tectônica de placas. Todas as teses sustentadas durante sua elaboração fazem sentido somente à luz deste paradigma.

As técnicas utilizadas para testar as hipóteses são apresentadas a seguir.

5.2. Técnicas ou “ferramentas” de trabalho

5.2.1. Análise de fácies

Um dos mais importantes fundamentos para a aplicação da estratigrafia de seqüências, a análise de fácies ocupa-se do levantamento e interpretação dos atributos das rochas sedimentares a fim de se compreender o processo sedimentar envolvido. O termo fácies, de origem latina, significa aparência externa, aspecto ou condição de um objeto (Schoch, 1989). Foi utilizado originalmente por Steno, no século XVII, mas o uso moderno do termo é atribuído a Gressly (Schoch, 1989). Este geólogo suíço, tendo trabalhado em rochas da região dos Alpes por volta de 1840, procurou estudar a variação lateral dos estratos, constatando que a mudança das fácies estava associada a mudanças no ambiente deposicional (Schoch, 1989).

O estudo do significado genético das fácies teve grande impulso com Walther, no final do século XIX. Este foi o autor da “Lei de Walther”, a qual postula que as fácies, numa sucessão vertical concordante, representam a variação lateral de ambientes em uma mesma fração do tempo geológico (Schoch, 1989).

Durante a maior parte do século XX, o estudo das rochas sedimentares esteve muito restrito a análises granulométricas. Nos anos 70, surgiu a moderna análise de fácies, embasada nos modelos de fácies, construídos a partir de estudos de ambientes de sedimentação atuais. Na concepção moderna, as fácies são individualizadas através de seus atributos, condicionados por processos atuando em ambientes deposicionais particulares (Allen e Allen, 1990). Como referência de modelos de fácies, foram utilizados os trabalhos de Galloway e Hobday (1983) e Walker (1987).

De acordo com procedimento já consagrado na geologia, neste estudo foram reconhecidos os atributos das rochas sedimentares, como geometria das camadas, granulometria, estruturas sedimentares, paleocorrentes e fósseis, o que permitiu interpretar o

processo deposicional e sugerir o modelo deposicional. A caracterização das formas de leito subaquosas seguiu a classificação de Ashley (1990). Com o uso de bússola, foram medidas as paleocorrentes, posteriormente tratadas através de programa de computador para a obtenção dos diagramas de rosas de paleocorrentes. As diferentes fácies sedimentares identificadas foram relacionadas sempre que possível, compondo ambientes deposicionais integrantes de sistemas deposicionais. Nesta fase do trabalho também foram identificadas e delimitadas as discontinuidades no registro sedimentar (inconformidades, disconformidades, não-conformidades, paraconformidades, diastemas), as quais se constituíram nos elementos fundamentais para a definição dos limites de seqüência e tratos de sistemas (vide Item 5.2.2).

Para os sistemas fluviais, aplicou-se o método de análise proposto por Miall (*cf.* Miall, 1988, 1995, 1996). Além da identificação das fácies presentes em sistemas fluviais, definidas previamente por Miall (1978), este método prevê o reconhecimento das principais superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais. As superfícies, hierarquizadas nas ordens 1 a 6, com importância crescente, representam desde limites de conjuntos de laminações cruzadas até discontinuidades regionais que marcam o início e o fim de um intervalo com sedimentação fluvial. Os elementos arquiteturais, os quais são os blocos fundamentais de um sistema fluvial, consistem em corpos tridimensionais, com assembleias de litofácies distintas, geometrias externas e orientações próprias, de acordo com a definição anterior de Allen (1983 *apud* Miall, 1988). Através do estudo das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais, torna-se possível o conhecimento do tipo de sistema fluvial e da sua evolução ao longo do tempo.

Da mesma forma, os sistemas eólicos serão abordados de acordo com procedimentos de análise que visam hierarquizar as superfícies limítrofes dos depósitos. O significado destas superfícies, com implicações para a compreensão da evolução do sistema eólico ao longo do tempo, foi muito discutido no final dos anos 70 e durante os anos 80, por pesquisadores como Brookfield, Rubin, Hunter, Loop e Kocurek. Em Kocurek (1988) é apresentada uma síntese destas discussões e uma proposta de hierarquia de superfícies. Além das supersuperfícies, que representam hiatos na deposição do *erg*, são sugeridas superfícies de ordem 1 a 3, com importância decrescente, que representam desde as superfícies limítrofes de um campo de dunas (superfícies ou depósitos de interdunas) até discontinuidades menores no interior de dunas individuais (Kocurek, 1988). Assim como no caso do sistema fluvial, as superfícies identificadas podem ter importância para a construção do arcabouço de seqüências deposicionais.

5.2.2. *Estratigrafia de seqüências*

Conforme discutido por Posamentier e James (1993), a estratigrafia de seqüências deve ser vista como uma “ferramenta” a ser aplicada na análise de bacias e não como um modelo rígido ou um fim em si. Em concordância com este pensamento, situa-se esta disciplina como uma ferramenta, utilizada com o objetivo de se conhecer a arquitetura estratigráfica do intervalo em estudo.

A estratigrafia foi inicialmente fundamentada nas idéias de Werner, no século XVIII. De acordo com sua concepção, as unidades estratigráficas deveriam ser definidas pela litologia, sem ter significado cronológico. Era a base para a litoestratigrafia, ou “estratigrafia das camadas de bolo”. No século XIX, como foi mencionado no item anterior, geólogos como Gressly e Walther buscaram o significado genético dos estratos, no caso os de origem sedimentar, organizados em fácies. Apesar disso, as bases da estratigrafia continuavam a ser descritivas, o que perdurou durante a maior parte do século XX.

No Ocidente, praticamente até a década de 80, quando a estratigrafia de seqüências tornou-se a principal forma de abordagem, litoestratigrafia, bioestratigrafia e cronoestratigrafia eram vistas como totalmente independentes. Na União Soviética, no entanto, desde as primeiras décadas do século XX procurou-se integrar estas disciplinas. Na concepção estratigráfica soviética, as unidades estratigráficas materiais representariam degraus da história da Terra, sendo adotado apenas um tipo de unidade estratigráfica, com significado cronológico (Schoch, 1989). A relação entre o paradigma estratigráfico soviético e o desenvolvimento da estratigrafia de seqüências no Ocidente não é clara, mas é possível observar que, no Ocidente, buscou-se gradativamente abandonar a estratigrafia descritiva e adotar uma concepção genética dos estratos, o que passou a ganhar forma a partir da segunda metade do século XX.

Na América do Norte e na Europa Ocidental do início do século XX, geólogos como Blackwelder e Grabau lançaram os conceitos fundamentais para a estratigrafia de seqüências, como discordâncias, transgressões e regressões (Holz, 1998). Tais conceitos ainda não integravam, porém, um modelo unificado. Nos anos 40 e 50, com os trabalhos de Sloss, Dappler e Krumbein surge a primeira concepção de “seqüência”. Estes autores buscavam definir unidades operacionais para mapeamentos de fácies por grandes distâncias (Sloss, 1988). A “seqüência estratigráfica” seria uma unidade limitada no topo e na base por “disconformidades interregionais” e que pode ser internamente dividida em função de eventuais “disconformidades locais” (Sloss, 1963). Chang (1975) propôs a formalização das unidades limitadas por disconformidades interregionais, denominadas por ele de “sintemas”,

as quais poderiam ser compartimentadas em unidades menores, os “intertemas”. Esta terminologia, no entanto, foi praticamente ignorada (Holz, 1998).

Em 1977, foi publicado o *Memoir 26* da AAPG (Payton, 1977), onde pesquisadores como Vail, Mitchum e Thompson apresentaram os fundamentos da moderna estratigrafia de seqüências, aplicada inicialmente para bacias de margem passiva. Esta revolução científica (*sensu* Kuhn, 1978) deveu-se, em grande parte, à obtenção de dados sísmicos de alta qualidade e aos novos métodos de interpretação estratigráfica decorrentes do uso destes dados (Miall e Miall, 2001).

Um dos princípios fundamentais da estratigrafia de seqüências é o de que as superfícies de reflexão sísmica seriam superfícies cronoestratigráficas (Miall e Miall, 2001). De acordo com os preceitos desta escola, a variação dos sistemas deposicionais numa seção vertical seria controlada eustaticamente, com a subsidência tectônica sendo considerada constante (Posamentier et al., 1988). A "seqüência" seria uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados, limitados no topo e na base por inconformidades e suas conformidades relativas, sendo depositada entre pontos de inflexão da queda eustática (Vail et al., 1977; Posamentier e Vail, 1988). Esta unidade possui um ou mais "tratos de sistemas", os quais são compostos por um ou mais sistemas deposicionais caracterizados por conjuntos de litofácies (Posamentier e Vail, 1988; Posamentier et al., 1988).

Nos anos posteriores, a estratigrafia de seqüências seria cada vez mais discutida, revisada e refinada. Muitas críticas, principalmente dos pesquisadores com formação tectônica, foram feitas quanto à eustasia como principal fator controlador das seqüências deposicionais (Holz, 1998). Diversos autores (*e.g.* Cloetingh, 1988; Sloss, 1988; Galloway, 1989; Miall, 1991) consideram que os ciclos sedimentares de 3ª ordem poderiam ser condicionados principalmente pela tectônica, o que implicaria na existência de uma ciclicidade própria em cada bacia sedimentar. O controle do nível do mar sobre a sedimentação fluvial também teria sido superestimado pela escola eustática (*c.f.* Miall, 1991, 1996; Schumm, 1993). De acordo com estes autores, a sedimentação fluvial seria controlada principalmente pelas variações climáticas e tectônicas na área-fonte.

Estas discussões ainda estão em trânsito no momento atual. Miall e Miall (2001) sugerem a coexistência de dois paradigmas estratigráficos conflitantes, o da "eustasia global" e o da "complexidade". O primeiro paradigma baseia-se na idéia de que as variações eustáticas, por serem globais, ficariam registradas nas bacias sedimentares de todo o planeta, permitindo um novo e eficiente tipo de correlação estratigráfica. O segundo paradigma

sustenta que há poucas superfícies com expressão mundial, e muitos fatores controladores da arquitetura deposicional de uma bacia, o que limita as correlações por grandes distâncias.

A aplicação da estratigrafia de seqüências a sistemas continentais tem sido um dos principais focos de discussão desde os anos 90. Importantes trabalhos neste tema são os de Shanley e McCabe (1994), Currie (1997) e Martinsen (1999). Embora fosse um conceito mais antigo, estes autores trouxeram para a discussão o espaço de acomodação. As variações na taxa de geração do espaço de acomodação seriam responsáveis pela variação nos sistemas deposicionais ao longo de uma seção vertical. O espaço de acomodação é um conceito mais completo do que a eustasia, pois pode ser aplicado para qualquer tipo de bacia, marinha ou continental. Este fator é condicionado pela subsidência, pelo nível de base e pelo perfil de equilíbrio, este último no caso de um sistema fluvial (Shanley e McCabe, 1994; Faccini e Paim, 2001).

Nesta tese adota-se uma postura identificada com o "paradigma da complexidade" (*sensu* Miall e Miall, 2001). A arquitetura estratigráfica das bacias estudadas não é vista como o produto de variações eustáticas globais e nem são esperadas correlações cronológicas perfeitas entre as bacias estudadas. Variáveis como o clima e a tectônica locais são vistos pelo menos com a mesma importância que a eustasia em qualquer bacia. Uma vez que aqui são estudadas bacias continentais, considera-se que o nível de base seja condicionado principalmente pelo clima e pela tectônica, com pouca ou nenhuma influência da eustasia global.

Dessa forma, os conceitos da escola "eustática" são aplicados somente como uma ferramenta auxiliar no conhecimento da arquitetura estratigráfica das bacias. As unidades básicas da estratigrafia de seqüências pós-1977 são utilizadas, como "seqüência" e "trato de sistemas", e as superfícies fundamentais, como "disconformidade", "limite de seqüência", "superfície transgressiva" e "superfície de máxima inundação", definidas em diversos trabalhos (*e.g.* Vail et al., 1977; Posamentier e Vail, 1988; Posamentier et al., 1988; van Wagoner *et al.*, 1988; Emery e Myers, 1996). O conceito de espaço de acomodação também é aplicado. Como discutido anteriormente, as associações de fácies sedimentares se constituem na base material para a construção de um arcabouço estratigráfico com base na estratigrafia de seqüências.

As seqüências deposicionais propostas foram também organizadas em ordens, conforme os trabalhos conceituais (*e.g.* Emery e Myers, 1996). A ordem das seqüências está relacionada com a duração do evento que controlou sua deposição, o que por sua vez depende da resolução bioestratigráfica e da disponibilidade de idades absolutas. Conforme o modelo de evolução tectônica e sedimentar apresentado, serão abordadas, a princípio, seqüências de 2ª

ordem (3m.a. a 50m.a.), enquanto estágios particulares de evolução de uma bacia, associadas a variações nas taxas de subsidência da bacia ou de soerguimento da área-fonte (Emery e Myers, 1996). Optou-se pela designação “superseqüência” para estas unidades, por serem as de maior amplitude temporal dentro do intervalo estudado. Tais unidades corresponderiam às “seqüências” de Sloss (1963, 1988) ou aos “sintemas” de Chang (1975). Quando há resolução para tal, trabalha-se com ordens superiores. É o caso da Superseqüência Santa Maria e das bacias de Ischigualasto-Villa Unión e de Cuyo, onde os dados bioestratigráficos permitiram sua compartimentação em seqüências de 3ª ordem (0,5m.a. a 3m.a.), para as quais se utiliza o termo “seqüência”. Conforme discutido nos artigos I e III, a deposição destas seqüências foi controlada principalmente pela tectônica, embora o clima também tenha sido importante.

5.2.3. *Análise estrutural*

Os processos tectônicos formadores e deformadores das rochas estudadas manifestam-se como estruturas geradas em ambiente rúptil, em especial as falhas e as juntas. A interpretação destas estruturas depende da compreensão dos processos que controlaram a sua gênese e sua evolução. Isto se deve especialmente a pesquisas no campo teórico (mecânica de fraturas) e através de experimentos.

Falhas e juntas já despertavam a atenção dos pesquisadores do século XIX, como Hopkins e Becker, os quais atribuíam sua geração a processos orogênicos (Pollard e Aydin, 1988). Até o início do século XIX muito se discutiu sobre a origem dessas estruturas, se por compressão ou tração (Pollard e Aydin, 1988). No final do século XIX, sabia-se que algumas fissuras em rochas se propagavam sob esforços trativos e outras, sob esforços compressivos (Engelder, 1987). Nesta época, os pesquisadores já davam importância a feições contidas no plano destas estruturas como indicativas do processo de geração. Um exemplo seriam as feições plumosas, que eram vistas como um registro do processo de propagação das juntas (Bahat e Engelder, 1984). Em 1912, Sheldon propôs que fraturas e falhas não poderiam ser explicadas por uma única teoria, sendo geradas por processos distintos, como translação, rotação, compressão ou cisalhamento puro (Pollard e Aydin, 1988). Os trabalhos de Griffith, na década de 20, e de Irwin, na década de 50 do século XX, são considerados clássicos da mecânica de fraturas, tendo estes autores introduzido o conceito de que fissuras no interior de corpos rochosos são concentradoras de esforços (Atkinson, 1987).

Grande parte do conhecimento acerca dos mecanismos de fraturamento de rochas se deve a ensaios de deformação. Um dos grandes motivadores do interesse por estes experimentos foi o problema do estilo e dos processos de fraturamento em regiões mais profundas da crosta, submetidas a grandes pressões que não eram verificadas nos processos

geológicos superficiais, passíveis de observação. Em 1879, Daubru realizou um experimento de compressão uniaxial em prismas de resina (Pollard e Aydin, 1988; Engelder, 1987). Seguiram-se os experimentos de Becker (1893), Adams (1910) e von Karmon (1911) (*apud* Engelder, 1987). Na década de 20, Cloos e Riedel realizaram os clássicos experimentos de cisalhamento, utilizando sedimento (Price e Cosgrove, 1990; An e Sammis, 1996). Outros ensaios de cisalhamento com amostras não consolidadas - argila, farinha de rocha - foram realizados ao longo do século XX. Entre estes trabalhos, destacam-se os de Tchalenko, nos anos 60, e de Gamond, nos anos 80, os quais trazem como resultado a constatação de novas estruturas geradas em cisalhamento, bem como diferentes ordens de sucessão das estruturas ao longo do tempo de realização do experimento. Mais recentemente, tem-se procurado realizar experimentos que dispensem a utilização de uma estrutura pré-existente que provoque o cisalhamento, como o ensaio de An e Sammis (1996).

A partir da década de 60, procurou-se combinar experimentação e teoria de mecânica de fraturas, resultando na moderna análise de falhas e fraturas, sendo importantes os trabalhos de Lachenbuch, Secor, Sowers e Segall, entre outros (Pollard e Aydin, 1988). Trabalhos recentes têm combinado experimentos com observações de campo, como os exemplos de Gamond (1987), Petit (1987) e Odonne e Massonat (1992). Os trabalhos com falhas naturais, por sua vez, foram impulsionados nos anos 70 e 80 pela utilização de técnicas de geodésia e de sísmica (Martel *et al.*, 1988).

Como a geologia estrutural e a geotectônica são disciplinas interrelacionadas, a revolução propiciada pela teoria da tectônica de placas foi fundamental para que surgisse uma nova visão sobre as estruturas de deformação das rochas (Park, 1988; Moores e Twiss, 1995). É importante salientar que a tectônica de placas tornou-se o grande paradigma das geociências a partir dos anos 60, embora já estivesse praticamente desenvolvida em 1912 no clássico trabalho de Wegener (Allègre, 1983).

Todos os trabalhos de pesquisa mencionados acima contribuíram para a construção do conhecimento dos processos geradores e controladores das falhas e das juntas. Na análise das estruturas das rochas, procura-se reconstruir os mecanismos de deformação levando-se em consideração o conhecimento teórico. Os métodos empregados na presente tese consistem justamente neste tipo de estudo. A análise estrutural geométrica e descritiva, cinemática e dinâmica, foi realizada em diferentes escalas.

Em menor escala, realizou-se a interpretação de imagens de RADAR (folhas do Projeto RADAMBRASIL na escala 1:250.000 e mosaico das mesmas na escala 1:1.000.000) e fotografias aéreas (escala 1:110.000) em papel, sendo reconhecidos os principais lineamentos e estabelecidas as suas interrelações. Em imagens de RADAR os segmentos de

lineamentos foram reconhecidos principalmente pelo efeito de sombra em descontinuidades topográficas retilíneas. Em fotografias aéreas, os segmentos de lineamentos foram identificados como trechos de drenagens retilíneas, descontinuidades topográficas retilíneas e contatos litológicos retilíneos. Em trabalho de campo, efetuou-se o inventário das estruturas observáveis em afloramento, como falhas, juntas, fraturas e outras estruturas lineares e planares associadas.

Uma vez que não há um consenso na literatura especializada quanto às definições destas estruturas, é importante estabelecer o significado que terão alguns termos ao longo deste trabalho. “Falha” é vista como uma fratura em que o deslocamento principal ocorre paralelamente ao plano e é visível a olho nu (Loczy e Ladeira, 1976; Angelier, 1994). “Junta” é uma fratura em que o deslocamento é apenas abertura (Engelder, 1987; Pollard e Aydin, 1988). Quando não há informações sobre o deslocamento, utiliza-se o termo “fratura”, de acordo com Pollard e Aydin (1988).

Elementos indicadores de juntas e falhas, alguns dos quais podendo informar o movimento relativo dos blocos, foram buscados em afloramento. Os elementos indicadores de juntas são determinadas relações geométricas entre sistemas de fraturas (Hancock, 1985), feições plumosas contidas no plano das juntas (Bahat e Engelder, 1984; Engelder, 1987) e veios e diques. Os elementos indicadores de falhas considerados neste trabalho são bacias romboédricas (Davison, 1987; Peacock e Sanderson, 1991), sistemas entrelaçados com farinha de rocha (Engelder, 1987), degraus minerais acrecionários (Angelier, 1994), marcas de ferramentas tectônicas (Hancock e Barka, 1987; Angelier, 1994; Doblas, 1998), sistemas de falhas e de juntas conjugados (Hancock, 1985; Petit, 1987; Angelier, 1994; Doblas, 1998), trilhas de material arrastado (Doblas *et al.*, 1997; Doblas, 1998), picos estilólíticos (Angelier, 1994), elementos deformados (Angelier, 1994; Doblas *et al.*, 1997; Doblas, 1998), pequenas dobras assimétricas (Doblas, 1998), dobras de arraste e rochas associadas a falhas, estas últimas com nomenclatura discutida por Wise *et al.* (1984). Um dos indicadores cinemáticos mais comuns contidos no plano da falha são as estrias, muitas vezes referidas nesta tese (Artigo II). Estas feições são produzidas pelo atrito do bloco ausente, deixando no bloco preservado uma textura estriada. Neste sentido, as estrias individuais consistem em sulcos, confundindo-se com o conceito de marca de ferramenta tectônica. No entanto, em material não granular, como parafina, também são produzidas estrias, sugerindo que os mecanismos de geração destas lineações não sejam ainda bem compreendidos (Means, 1987).

As atitudes das estruturas foram medidas com uso de bússola. Estes dados foram tratados estatisticamente, com programa de computador específico, o qual permite a

confeção de estereogramas. Ao final, obteve-se o campo de pressões local. A associação dos diferentes campos de pressões locais conduziu à reconstrução do campo de pressões regional.

Como discutido anteriormente, procurou-se utilizar a análise estrutural para se compreender a tectônica formadora dos depósitos meso e neotriássicos do Rio Grande do Sul. O método até agora apresentado permite reconstruir os processos tectônicos deformadores destas unidades, mas nem sempre fornece informações seguras sobre a tectônica formadora, devido à posterior deformação (segmentação e deslocamento de antigos sistemas de fraturas, sobreposição de indicadores cinemáticos mais jovens nos planos das falhas, etc.). Este foi justamente o caso vivenciado na elaboração desta tese.

Assim, foi necessário propor um método específico que deduzisse a existência das falhas controladoras da sedimentação meso e neotriássica a partir de evidências geológicas regionais ao invés de induzi-las a partir dos campos de pressões estabelecidos com os dados de campo. Evidências das prováveis falhas controladoras foram posteriormente buscadas em campo. Neste trabalho, teve papel importante a comparação do padrão de fraturas da Superseqüência Santa Maria com a unidade sotoposta (Superseqüência Sanga do Cabral) e com as unidades sobrepostas (Formação Botucatu, Formação Serra Geral). Este método é explicado no Artigo II.

5.3. Procedimento de trabalho

As ferramentas utilizadas para a realização do projeto de tese foram aplicadas principalmente em trabalho de campo, na escala de afloramento. Conforme o tipo de informação que deveria ser obtida, realizou-se mapeamento geológico, levantamento de seções estratigráficas ou observação e coleta de dados pontual em afloramentos escolhidos.

Na região centro-oeste do Rio Grande do Sul (municípios de São Pedro do Sul, Mata, Dilermando Aguiar, São Vicente do Sul e Jaguari) foi realizado mapeamento geológico em rochas Permo-Mesozóicas da Bacia do Paraná. Nos trabalhos de campo, a base topográfica utilizada estava na escala 1:50.000. O mapa apresentado (Fig. 3 do Artigo I) foi elaborado sobre uma base topográfica na escala 1:250.000. Os principais objetivos deste mapeamento foram demonstrar a mapeabilidade das seqüências deposicionais propostas na presente tese, a complexidade geológica decorrente da tectônica deformadora do intervalo e o comportamento da Superseqüência Santa Maria próximo ao limite ocidental de sua área de afloramento. Esta etapa foi realizada em 32 dias de campo.

Observações e coleta de dados faciográficos e estruturais em afloramentos da Bacia do Paraná na região central e centro-leste do Rio Grande do Sul (municípios de Faxinal do Soturno, Candelária, Cachoeira do Sul, Rio Pardo, Venâncio Aires, Taquari) e em ocorrências de depósitos triássicos sobre o Escudo Sul-riograndense (Município de Santana da Boavista) foram também realizadas, totalizando 14 dias de campo.

Em rochas dos Escudo Sul-riograndense (região de Lavras do Sul, Caçapava do Sul e Cerrito do Ouro) realizou-se coleta de dados estruturais, em 4 dias de campo.

Nas bacias de Ischigualasto-Villa Unión e de Cuyo realizou-se o levantamento de seções estratigráficas e observações em afloramentos pontuais. Nesta etapa do trabalho foram aplicadas a análise de fácies e a estratigrafia de seqüências. O trabalho de campo nas bacias de Ischigualasto-Villa Unión e de Cuyo foi realizado em 14 e 17 dias, respectivamente.

Em escritório, além do tratamento e da integração dos dados de campo, realizou-se também a interpretação de mosaico de imagens de RADAR (escala 1:1.000.000), imagens de RADAR (escala 1:250.000) e fotografias aéreas (escala 1:110.000) da faixa de afloramentos da Bacia do Paraná na Depressão Central e Encosta do Planalto do Rio Grande do Sul, bem como da região do Escudo Sul-riograndense.

Paralelamente a todas as etapas anteriores, foi realizada pesquisa bibliográfica nas bibliotecas do Instituto de Geociências da UFRGS e da Unisinos, bem como na Universidad Nacional de San Juan. Também foi utilizado o sistema digital GEOREF, disponibilizado pela Biblioteca do Instituto de Geociências (UFRGS), para a pesquisa bibliográfica.

6. O TRIÁSSICO DO RIO GRANDE DO SUL: BREVE HISTÓRICO

O conhecimento estratigráfico atual acerca das unidades triássicas do Rio Grande do Sul é fruto de um século de pesquisas. Provavelmente os maiores problemas enfrentados durante a evolução deste conhecimento tenham sido causados pela tentativa de correlação das unidades com outras conhecidas mais ao norte da Bacia, nos estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo. Apesar de que trabalhos de cunho estratigráfico na Bacia do Paraná tenham sido realizados desde a primeira década do século XX, foi apenas no final dos anos 60 que a comunidade científica passou a tratar as unidades em questão como restritas ao Rio Grande do Sul ou, pelo menos, à porção meridional da Bacia do Paraná. Para se compreender melhor esta história cheia de alternativas, é necessário levar-se em consideração algumas questões referentes a unidades da Bacia do Paraná que estão fora do intervalo em questão, como aquelas do Neopermiano e do Eocretáceo.

O primeiro trabalho estratigráfico que abordou a sucessão vertical da Bacia do Paraná como um todo foi o de White (1908), baseado principalmente na seção exposta na Serra do Rio do Rasto, Estado de Santa Catarina. White (1908) considerou as “Camadas Vermelhas do Rio do Rasto” como triássicas, com base num fóssil de vertebrado encontrado anteriormente na região de Santa Maria (RS). De acordo com Beltrão (1965), o fóssil fora coletado em 1902 por Jango Fischer. Woodward (1907) publicara um estudo sobre este fóssil, no qual era atribuída uma idade triássica para o mesmo. Dessa forma, White (1908), ao correlacionar as “Camadas Vermelhas do Rio do Rasto” com as “Camadas de Santa Maria” a partir de critérios faciológicos, sugeriu para estas unidades a idade triássica, com base nas conclusões de Woodward (1907). Posteriormente, no entanto comprovar-se-ia que a primeira unidade, designada como Formação Rio do Rasto, possuía idade permiana.

A idéia de que as “Camadas de Santa Maria” seriam uma sucessão individualizada, restrita ao Rio Grande do Sul, foi primeiramente dada por Oliveira (1918), o qual também elevou as “Camadas Vermelhas do Rio do Rasto” à categoria de formação. Holdhaus (1918) estudara pelecípodas da Formação Rio do Rasto e sugerira uma idade permiana para os mesmos. Como as “Camadas de Santa Maria” eram sabidamente triássicas pela sua paleofauna, Oliveira (1918) propôs sua individualização.

Esta proposição foi logo abandonada, pois nos anos 20 os mesmos pelecípodas foram considerados triássicos por Cowper Reed, fazendo com que se continuasse a associar as “Camadas de Santa Maria” com a então Formação Rio do Rasto (du Toit, 1927, Oliveira, 1929, 1930; Moraes Rego, 1930) e ainda com a parte superior da Formação Estrada Nova (du

Toit, 1927). Posteriormente seriam constatados problemas com a idade triássica dos citados pelecípodas, mas este equívoco ainda permaneceria por mais de uma década.

Von Huene e Stahlecker (1931) descreveram os aspectos geológicos das áreas fossilíferas de Santa Maria (RS) e São Pedro do Sul (RS), contribuindo para futuros trabalhos estratigráficos e bioestratigráficos. Von Huene (1935-42) descreveu vários répteis fósseis destas áreas, sendo um dos grandes responsáveis pelo estabelecimento e caracterização de uma paleoherpetofauna típica do Gondwana.

Mendes (1945) revisou os fósseis de pelecípodas da Formação Rio do Rasto estudados por Cowper Reed e concluiu que os fósseis eram de fato permianos, mesma conclusão a que havia chegado Holdhaus (1918). Isto foi fundamental para que se desvinculasse as “Camadas de Santa Maria”, cuja paleoherpetofauna era certamente meso e neotriássica, da Formação Rio do Rasto.

Como consequência deste novo ponto de vista, Gordon Jr. (1947) elevou as “Camadas de Santa Maria” à categoria de formação, com idade triássica, separada da Formação Rio do Rasto, esta última com idade permiana. De acordo com este autor, a Formação Santa Maria teria contato superior também discordante com a Formação Botucatu, então considerada como Eojurássica. A Formação Santa Maria foi considerada por Gordon Jr. (1947) como uma ocorrência isolada, restrita ao Rio Grande do Sul. Esta designação estratigráfica é bastante genérica, mas tem a vantagem de englobar todo o intervalo em uma única unidade, separada das unidades inferior e superior através de discordâncias, independentemente da litologia (a Formação Santa Maria *sensu* Gordon Jr., 1947 contém arenitos e pelitos). Em outras palavras, Gordon Jr. (1947) propôs praticamente uma unidade aloestratigráfica. Na presente tese preservou-se o termo "Santa Maria", agora para designar uma seqüência deposicional de segunda ordem, para não adicionar nomes novos à estratigrafia da Bacia do Paraná.

Se a correlação das formações Santa Maria e Rio do Rasto havia sido descartada, a partir da década de 50 levantou-se a hipótese de correlação entre as formações Santa Maria e Botucatu (Beurlen, 1953). Goñi e Delaney (1961), através de um estudo de minerais pesados, subdividiram a Formação Botucatu em duas fácies mineralógicas A e B, superior e inferior, respectivamente. A Formação Santa Maria seria correlacionável com a fácies A da Formação Botucatu, seguindo a mesma corrente de pensamento de Beurlen (1953). É possível perceber que, ainda nos anos 60, procurava-se adaptar o Triássico do Rio Grande do Sul a modelos estratigráficos construídos a partir de outras regiões da Bacia do Paraná. Neste último caso, o desconhecimento da idade da Formação Botucatu e da Formação Serra Geral permitia tais concepções.

Delaney e Goñi (1963) subdividiram a Formação Santa Maria em dois níveis, inferior e superior. A Formação Santa Maria Inferior seria composta por arenitos e conglomerados, e a Formação Santa Maria Superior, por pelitos e arenitos. Esta subdivisão seria retomada, nos anos 70, com a proposição das fácies Passo das Tropas (inferior) e Alemoa por Bortoluzzi (1971, 1974). É importante salientar, no entanto, que a Formação Santa Maria Superior *sensu* Delaney e Goñi (1963) deveria englobar, provavelmente, também as fácies posteriormente inseridas na unidade Caturrita, presente nos trabalhos de Bortoluzzi (1971, 1974) e de Andreis *et al.* (1980).

A mais importante contribuição de Delaney e Goñi (1963) foi, no entanto, a individualização de um nível de arenitos e conglomerados sotoposto à Formação Santa Maria, exclusivo do Rio Grande do Sul, a então denominada Formação Rio Pardo, que mais tarde seria denominada de Formação Sanga do Cabral por Andreis *et al.* (1980). Apesar de que Delaney e Goñi (1963) tenham sugerido uma idade permiana para a unidade, sua identificação viria a ser fundamental para o conhecimento do Triássico do Estado.

A primeira subdivisão da Formação Santa Maria baseada no conteúdo fóssilífero foi proposta por Bortoluzzi e Barberena (1967). Estes autores sugeriram a ocorrência de dois membros na citada formação, um inferior e outro superior. O Membro Santa Maria Inferior seria composto pelo nível basal de arenitos e conglomerados, com intercalações de siltito contendo restos vegetais da então denominada Flora *Thinnfeldia-Dicroidium*, bem como por um nível de argilito maciço sobreposto, o qual era considerado afossilífero. O Membro Santa Maria Superior consistiria em pelitos com fósseis de tecodontes, rincossauros e cinodontes, recobertos por arenitos finos com fósseis de rincossauros e cinodontes. Este nível, por sua vez, seria recoberto por arenitos com troncos silicificados. Esta proposta tem a particularidade de se preocupar mais com o significado cronológico de cada unidade do que com os aspectos litológicos. À sua época, no entanto, Bortoluzzi e Barberena (1967) não contavam ainda com um zoneamento bioestratigráfico bem estabelecido.

No final dos anos 60, as primeiras datações radiométricas das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral trouxeram uma nova visão para o Mesozóico da Bacia do Paraná. Entre os primeiros trabalhos, cita-se o de Cordani e Vandomos (1967, *apud* Northfleet *et al.*, 1969), que atribuíram idades do Eo ao Mesocretáceo para as lavas. De acordo com Northfleet *et al.* (1969), uma idade juro-cretácea poderia ser atribuída para a Formação Botucatu, pela interdigitação de seu topo com as vulcânicas. Em consequência, os autores consideraram as formações Botucatu e Santa Maria como unidades estratigráficas distintas, uma vez que os fósseis da última unidade apresentavam idade meso e neotriássica, contribuindo de forma

decisiva para o abandono da idéia de correlação estratigráfica entre as formações Santa Maria e Botucatu.

A proposição da Formação Rio Pardo por Delaney e Goñi (1963) e o abandono da idéia de correlação entre as formações Santa Maria e Botucatu permitiram que se passasse a olhar de forma diferente para o Mesozóico do Rio Grande do Sul. A partir do anos 70, com base nessa nova visão, foram propostas unidades exclusivas deste Estado, situadas entre as unidades neopermianas e a Formação Botucatu. Gamermann (1973), por exemplo, considerou as “camadas vermelhas” aflorantes no Rio Grande do Sul como uma única unidade, em contato gradacional com as formações Estrada Nova (inferior) e Botucatu (superior), denominada de Formação Rosário do Sul. Esta unidade estaria subdividida em duas fácies, uma fluvial e outra lacustre (fossilífera), esta última chamada de “fácies Santa Maria”. Na concepção de Gamermann (1973) a Formação Botucatu representaria todo o intervalo entre o Neotriássico e o Juro-Cretáceo. A Formação Rio do Rasto foi considerada por Gamermann (1973) como ausente no Rio Grande do Sul, de acordo com a sugestão anterior de Figueiredo Filho (1972).

Utilizando uma terminologia semelhante à de Gamermann (1973), Schneider *et al.* (1974) admitiram, no entanto, a ocorrência da Formação Rio do Rasto no Estado e consideraram o contato das formações Rio do Rasto e Rosário do Sul como discordante. Estes autores também elevaram a “fácies Santa Maria” à categoria de membro, sendo parte integrante da Formação Rosário do Sul.

Uma concepção estratigráfica mais complexa para o intervalo foi apresentada por Bortoluzzi (1971, 1974). Este autor dividiu as “camadas vermelhas” do Rio Grande do Sul em duas formações, a Formação Rosário do Sul *s.s.*, predominantemente de origem fluvial, com idade triássica, e a Formação Santa Maria, fluvio-lacustre, do Neotriássico. Esta última seria subdividida em duas fácies: (1) Passo das Tropas, inferior, de composição arenoconglomerática, e (2) Alemoa, superior, pelítica. A Formação Botucatu, considerada por Bortoluzzi (1974) como do Juro-Cretáceo, foi dividida em dois membros: (1) Caturrita, inferior, fluvio-lacustre, restrito ao Rio Grande do Sul, e (2) Botucatu *s.s.*, superior, eólico, reconhecido em toda a Bacia do Paraná. É importante salientar que as rochas do Membro Caturrita estavam incluídas na Formação Santa Maria *sensu* Gordon Jr. (1947). O posterior achado do dicinodonte Jachaleria candelariensis no "Membro Caturrita" (Araújo e Gonzaga, 1978 *apud* Barberena *et al.*, 1985), o qual é associado ao neotriássico, promoveria um retorno da idéia de que estas rochas seriam triássicas.

Se a concepção de uma correlação perfeita entre as formações Santa Maria e Botucatu havia sido abandonada com as primeiras datações das lavas da Formação Serra

Geral, surge neste momento da discussão uma questão: por que não se retomou, nos anos 70, a concepção original de Gordon Jr. (1947)? A resposta parece estar no fato de que os estratígrafos do Rio Grande do Sul começaram a perceber, desde o trabalho de Delaney e Goñi (1963), a existência de um intervalo arenítico e conglomerático abaixo das fácies fossilíferas da Formação Santa Maria e que não apresentavam similaridade faciológica com a Formação Rio do Rasto. Pela leitura da descrição das formações Rio do Rasto e Santa Maria por Gordon Jr. (1947) não é possível saber se este autor não constatou a presença deste intervalo arenítico e conglomerático em sua seção realizada na rodovia BR-392 (trecho entre São Sepé e Santa Maria, RS) ou se ele o considerou como a porção basal da Formação Santa Maria. De qualquer forma, não seria possível retomar a concepção de Gordon Jr. (1947), segundo a qual a Formação Santa Maria recobriria, em discordância, a Formação Rio do Rasto.

A concepção da Formação Rio Pardo (Delaney e Goñi, 1963), da Formação Rosário do Sul (Gamermann, 1973) e da Formação Rosário do Sul *s.s.* (Bortoluzzi, 1971, 1974) seriam as manifestações incipientes da idéia de uma maior complexidade do Triássico ou, pelo menos, do intervalo situado acima da Formação Rio do Rasto, no Rio Grande do Sul. Destas, a melhor delimitação do pacote arenítico e conglomerático sotoposto à Formação Santa Maria foi feita por Delaney e Goñi (1963). Gamermann (1973) e Bortoluzzi (1971, 1974), por sua vez, não diferenciaram este pacote dos arenitos eólicos sotopostos, ambos considerados como integrantes da Formação Rosário do Sul ou da Formação Rosário do Sul *s.s.*, respectivamente. Lavina (1991) demonstraria, mais recentemente, que este pacote eólico consistiria na Formação Pirambóia, do Neopermiano, com seção-tipo no Estado de São Paulo.

O trabalho pioneiro em termos bioestratigráficos foi apresentado por Barberena (1977), no qual foram definidas três zonas-de-associação fossilíferas: (1) Zona-de-associação de *Therapsida*, relacionada com a fácies Alemoa de Bortoluzzi (1974), ocorrendo nas regiões de Pinheiros (Candelária, RS) e Chiniquá (São Pedro do Sul, RS) e sendo correlacionável com a fauna da Formação Ischichuca, do Triássico argentino (idade Chañareense ou parte superior do Mesotriássico); (2) Zona-de-associação de *Rhynchocephalia*, também relacionada com a fácies Alemoa, predominante na região de Santa Maria e correlacionável com a fauna da Formação Ischigualasto, da Argentina (idade Ischigualastense ou parte inferior do Neotriássico); (3) Zona-de-associação de *Dicroidium*, composta por plantas fósseis, crustáceos, insetos e restos de peixes, estando associada à fácies Passo das Tropas e posicionada entre as anteriores. O trabalho de Barberena (1977) foi fundamental para o estabelecimento de um arcabouço bioestratigráfico para o Meso e Neotriássico que, em linhas gerais, perdura até hoje.

A proposta litoestratigráfica mais moderna foi apresentada por Andreis *et al.* (1980), constituindo-se em uma síntese do conhecimento construído nos anos 60 e 70. Estes autores propuseram a elevação das unidades do Triássico do Rio Grande do Sul à categoria de grupo, o Grupo Rosário do Sul. Este seria subdividido em três formações, da base para o topo: (1) Formação Sanga do Cabral; (2) Formação Santa Maria, composta por dois membros, Passo das Tropas e Alemoa; (3) Formação Caturrita.

A Formação Sanga do Cabral representaria justamente o intervalo de arenitos e conglomerados fluviais anteriormente identificado por Delaney e Goñi (1963). Andreis *et al.* (1980) propuseram outro nome porque "Formação Rio Pardo" já era utilizado anteriormente para designar uma unidade do Estado da Bahia. Outra diferença nas duas concepções seria a da idade Eotriássica sugerida por Andreis *et al.* (1980). A delimitação da Formação Sanga do Cabral foi muito importante, trazendo um novo horizonte para pesquisas geológicas e paleontológicas no Rio Grande do Sul. Pouco tempo depois, Lavina (1982) descreveria o réptil *Procolophon pricei*, associado à biozona de *Lystrosaurus* da África do Sul (Scythiano), comprovando a idade sugerida por Andreis *et al.* (1980). A caracterização faciológica, a interpretação paleoambiental e a contextualização paleogeográfica da Formação Sanga do Cabral seria posteriormente realizada por Lavina (1991).

Barberena *et al.* (1985) agruparam os tetrápodes fósseis do sul do Brasil em faunas-locais. Para o Rio Grande do Sul foram propostas seis faunas-locais, uma associada à Formação Rio do Rasto (Fauna-local de Aceguá, Neotatariense), uma associada à Formação Sanga do Cabral (Fauna-local de Catuçaba, Scythiano), três inseridas na Formação Santa Maria (faunas-locais de Pinheiros, Chiniquá e Alemoa, as duas primeiras do Ladiniano e a última do Neoladiniano-Eocarniano) e uma associada à Formação Caturrita (Fauna-local de Botucará, Neocarniano-Eonoriano).

Faccini (1989) abordou o intervalo Neopermiano-Eocretáceo através do enfoque de seqüências deposicionais, definindo quatro seqüências: (1) Seqüência Depositional I, correspondendo às formações Rio do Rasto e Sanga do Cabral; (2) Seqüência Depositional II, incluindo a Formação Santa Maria e a parte inferior da Formação Caturrita (*sensu* Andreis *et al.*, 1980); (3) Seqüência Depositional III, consistindo em um nível de arenitos fluviais com troncos silicificados do topo da Formação Caturrita (*sensu* Andreis *et al.*, 1980), denominado informalmente por Faccini (1989) de "Arenitos Mata"; (4) Seqüência Depositional IV, correspondendo às formações Botucatu e Serra Geral. Faccini (2000) retomaria esta proposta estratigráfica e analisaria o estilo deposicional destas unidades com base no conceito de espaço de acomodação.

Lavina (1991) sugeriu que o Meso e Neotriássico do Rio Grande do Sul seria dividido em vários pulsos de sedimentação, separados por disconformidades. O arcabouço estratigráfico apresentado nesta tese baseia-se em semelhante concepção.

Uma revisão bioestratigráfica do Meso e Neotriássico com base em paleovertebrados foi proposta por Scherer *et al.* (1995). Estes autores definiram três principais horizontes de paleovertebrados: (1) Cenozona de *Therapsida*, do Eo a Mesoladiniano; (2) Cenozona de *Rhynchosauria*, do Carniano; (3) Intervalo de *Jachaleria*, do Neonoriano. Esta compartimentação consiste no arcabouço bioestratigráfico aceito atualmente. Apesar disso, há a possibilidade de se construir um arcabouço bioestratigráfico mais complexo, se for confirmada a hipótese de que alguns dos intervalos podem ser subdivididos em horizontes distintos a partir da variação paleofaunística apresentada internamente (Schultz, 1995). Esta possibilidade, no entanto, depende ainda da realização de estudos estratigráficos de detalhe que confirmem, ou não, o diacronismo destas variações de fauna.

Além disso, uma nova paleoherpetofauna, encontrada em afloramentos da região de Santa Cruz do Sul, foi recentemente definida por Abdala *et al.* (2001), com sugerida idade neoladiniana. Da mesma forma, Rubert e Schultz (no prelo) redefinem o Intervalo de *Jachaleria* como Zona-de-associação de *Ictidosauria*, ampliando sua área de ocorrência e o número de gêneros associados. Estes trabalhos recentes estão contribuindo para que um zoneamento bioestratigráfico mais refinado seja proposto num futuro próximo.

O *status* da sedimentação meso e neotriássica no contexto dos grandes ciclos de sedimentação da Bacia do Chaco-Paraná foi estabelecido por Milani (1997). Este autor considerou o intervalo como uma seqüência deposicional de 2^a ordem, denominada de “Gondwana II”. Esta idéia é seguida na presente tese.

A parte inferior da Formação Tacuarembó, com idade do Neojurássico ao Eocretáceo, sugerida a partir de fósseis do Uruguai, foi descrita na região oeste do Rio Grande do Sul por Scherer e Lavina (1997). Estes autores propuseram uma unidade aloestratigráfica para representar o intervalo no Estado, a Aloformação Guará, composta por arenitos fluviais e eólicos. Esta unidade tem importância para o presente estudo quando da discussão sobre o limite ocidental da Superseqüência Santa Maria (vide Artigo I).

Ainda em relação ao pacote sobreposto à Superseqüência Santa Maria, trabalhos recentes (Scherer *et al.*, 1999; Scherer 2000, 2002) têm estreitado a relação genética entre os arenitos eólicos da Formação Botucatu e as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. De acordo com os autores citados, os derrames de lava teriam coberto um campo de dunas eólicas ainda ativo. Esta informação tem para o presente estudo a importância de aproximar, em

termos cronológicos, as duas unidades citadas, aumentando o hiato entre a Superseqüência Santa Maria e a Formação Botucatu.

Em trabalho realizado no município de São Pedro do Sul (RS), Zerfass (1998) propôs a subdivisão no pacote meso e neotriássico do Rio Grande do Sul em três unidades informais, com base em critérios paleontológicos, faciológicos e petrológicos, separadas entre si por discordâncias erosivas: (1) Sucessão 1, com idade ladiniana, composta por arenitos fluviais e pelitos lacustres, sobreposta aos depósitos eotriássicos através de discordância erosiva; (2) Sucessão 2, com idade carniana, composta por arenitos fluviais e pelitos lacustres; (3) Sucessão 3, com provável idade neonoriana ou rética, composta por arenitos fluviais contendo troncos silicificados, sendo recoberta, discordantemente, pelos depósitos do Eocretáceo. As seqüências deposicionais de 3^a ordem propostas na presente tese (vide artigo I) seguem, de um modo geral, a proposição original de Zerfass (1998). Para a proposição deste arcabouço estratigráfico foi fundamental o anterior refinamento bioestratigráfico, como apresentado por Scherer *et al.* (1995) e Schultz (1995).

Zerfass (1998) também realizou a primeira abordagem do Triássico do Rio Grande do Sul em termos de petrologia sedimentar (história diagenética e análise de proveniência). O trabalho de análise de proveniência foi discutido mais especificamente por Zerfass *et al.* (2000). Fonseca (1999), por sua vez, aplicou nos depósitos triássicos, mais especificamente no topo da Formação Santa Maria e na Formação Caturrita, os métodos modernos de análise de sistemas fluviais.

São igualmente importantes os trabalhos de cunho paleontológico com diferentes grupos orgânicos e ainda aqueles com abordagem tafonômica. Entre os trabalhos abordando a paleoflora como um todo estão os de Guerra-Sommer *et al.* (1999) e Guerra-Sommer e Cazzulo-Klepzig (2000). Trabalhos específicos sobre os troncos silicificados foram apresentados por Guerra-Sommer e Gamermann (1985), Minello (1993, 1994) e Bolzon (1995). Ainda há trabalhos sobre insetos e conchostráceos (Pinto, 1956) e sobre conchostráceos especificamente (Kato, 1971; Gallego, 1996, 1999). Trabalhos de tafonomia de vertebrados foram apresentados por Holz e Barberena (1994), Holz e Schultz (1998), Souto-Ribeiro (1999) e Holz e Souto-Ribeiro (2000).

7.1. Os depósitos triássicos sobre o Escudo Sul-Riograndense

Algumas considerações devem ser feitas sobre as ocorrências de depósitos triássicos sobre o Escudo Sul-riograndense. Este assunto não foi abordado nos artigos, pois se trata de

um tema de geologia local. Como os artigos foram elaborados para publicação em periódicos de circulação internacional, evitou-se este tipo de discussão.

Estes depósitos sedimentares foram inicialmente considerados como integrantes da Série Camaquã por Leinz (1945, *apud Santos et al.*, 1984) e Franco (1944, *apud Santos et al.*, 1984), sendo posteriormente agrupados em uma unidade nova, a Formação Caneleiras, por Tessari e Picada (1963, 1966, *apud Santos et al.*, 1984). Em contrapartida, Faccini (1989), Faccini *et al.* (1990) e Ketzer (1997) relacionaram estes depósitos com unidades permo-triássicas, que corresponderiam à Formação Rio do Rasto e às superseqüências Sanga do Cabral e Santa Maria.

A ocorrência da Superseqüência Santa Maria sobre o Escudo Sul-Riograndense é particularmente relevante para a presente tese, uma vez que se postula que a citada unidade tenha se depositado em uma bacia *rift*, limitada a sul por blocos altos na região do Escudo Sul-Riograndense atual (vide Artigo II). Os depósitos em questão estariam, portanto, no bloco alto à época da deposição, o que pode soar contraditório. Este fato poderia sugerir um posicionamento do *rift* diverso daquele sugerido na presente tese ou mesmo que a área de deposição no Meso e Neotriássico era muito mais ampla, tendo sido preservados apenas fragmentos.

O primeiro aspecto a ser discutido é o da ocorrência objetiva de depósitos da Superseqüência Santa Maria. No afloramento do Arroio Vargas, a leste de Santana da Boavista, foram encontrados tetrápodes fósseis, entre os quais estavam rincossauros (Faccini *et al.*, 1990), diagnóstico da Cenozona de *Rhynchosauria*, por sua vez associada à Seqüência Santa Maria 2. A similaridade faciológica com a Superseqüência Santa Maria é também notável, tanto da fácies pelítica que contém os fósseis, como dos arenitos fluviais subjacentes, observáveis no afloramento do Arroio Vargas. Estes arenitos são ainda observados em cortes da rodovia BR-392, próximo ao Rio Camaquã, de acordo com observações de campo de A. W. Borba e H. Zerfass. Assim, não há dúvida de que estes depósitos sejam correlatos à Superseqüência Santa Maria.

O segundo aspecto é o da espessura destes depósitos. Faccini (1989) apontou 8m de espessura nos afloramentos da BR-392 e Faccini *et al.* (1990) apresentaram espessuras de 6m no afloramento do Arroio Vargas. Ketzer (1997), por sua vez, mostrou 60m de espessura na BR-392. As observações de campo na BR-392 realizadas por A. W. Borba e H. Zerfass estão de acordo com as de Faccini (1989) em termos de espessura.

Esta pequena espessura de depósitos permite que se pense na instalação de uma diminuta bacia isolada associada ao mesmo sistema de falhas normais que controlou a deposição na Depressão Central, como mostrado na Fig. 11c do Artigo II. Esta bacia teria

existido por um intervalo de tempo menor, como atesta a ocorrência de depósitos correlacionáveis apenas com a Sequência Santa Maria 2. A idéia de uma bacia com pequena extensão e baixa taxa de subsidência está de acordo com os dados de traços de fissão, que apontam para um soerguimento do Escudo Sul-Riograndense durante o Triássico (*e.g.* Borba *et al.*, 2002). Assim, esta região não comportaria nem o acúmulo de uma espessa pilha sedimentar, nem a deposição de sedimentos sobre uma área ampla. A isto se somam, ainda, os argumentos apresentados nos artigos, embasados em dados estruturais, em análise de proveniência e na situação tectônica do sudoeste do Gondwana.

7. ARTIGOS

7.1. Artigo I

ZERFASS, H., LAVINA, E. L., SCHULTZ, C. L., GARCIA, A. J. V., FACCINI, U. F., CHEMALE JR., F., 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 21p.

Neste artigo apresenta-se o arcabouço estratigráfico do Triássico continental do Rio Grande do Sul, com base nos fundamentos da estratigrafia de seqüências e nas informações bioestratigráficas disponíveis. Discute-se o contexto paleogeográfico a partir do estilo deposicional das unidades. Finalmente, realiza-se uma discussão sobre a situação paleoclimática com base nas características faciológicas e diagenéticas das unidades.



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Sedimentary Geology 3149 (2003) 1–21

**Sedimentary
Geology**

www.elsevier.com/locate/sedgeo

Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate

Henrique Zerfass^{a,*}, Ernesto Luiz Lavina^b,
Cesar Leandro Schultz^a, Antônio Jorge Vasconcellos Garcia^b,
Ubiratan Ferrucio Faccini^b, Farid Chemale Jr.^a

^a*Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Agronomia, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil*

^b*Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Av. Unisinos 950, 93022-000 São Leopoldo, RS, Brazil*

Received 20 March 2002; accepted 10 December 2002

Abstract

The continental Triassic succession of southernmost Brazil comprises two second-order depositional sequences—the Sanga do Cabral (Early Triassic) and the Santa Maria (Middle to Late Triassic) supersequences. The first one includes ephemeral, low-sinuosity fluvial deposits developed on a low gradient plain. Based on fossil tetrapods, especially procolophonids, an Upper Induan age is estimated for this sequence. Facies association of the Santa Maria Supersequence indicates low-sinuosity fluvial rivers, deltas and lakes. This supersequence can be further subdivided into three third-order sequences (age provided by palaeovertebrate biostratigraphic data) as follows: Santa Maria 1 (Ladinian), Santa Maria 2 (Carnian to Early Norian) and Santa Maria 3 (probably Raethian or Early Jurassic) sequences. The Gondwanides paroxysms I and II in the Sierra de la Ventana–Cape Fold Belt are directly related to the development of both supersequences. The source area of the Sanga do Cabral Supersequence was located to the south. It consisted of an uplifted peripheral bulge situated landward of the retro-foreland system, from where older sedimentary rocks were eroded. The source area of the Santa Maria Supersequence was also positioned southwards and related to the uplifted Sul-Rio-Grandense and Uruguayan shields. The Santa Maria Supersequence stratigraphic architecture is comparable to the Triassic rift basins of Western Argentina. Diagenesis, facies and palaeontology of the studied succession suggest a dominantly semiarid climate during the Triassic.

© 2003 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Triassic; Southwestern Gondwana; Supersequence; Sequence; Continental sedimentation; Provenance

1. Introduction

Most of the Southwestern Gondwana Triassic basins, such as the foreland Karoo Basin and the extensional basins of Chile and Western Argentina,

* Corresponding author. Rua Tupi 1149, Centro, 93320-050 Novo Hamburgo, RS, Brazil. Fax: +55-51-33167047.

E-mail address: henrique.zerfass@vortex.ufrgs.br (H. Zerfass).

Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate.

Henrique Zerfass^a, Ernesto Luiz Lavina^b, Cesar Leandro Schultz^a, Antônio Jorge Vasconcellos Garcia^b, Ubiratan Ferrucio Faccini^b, Farid Chemale Jr.^a

^a *Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Agronomia, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brasil*

^b *Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Av. Unisinos 950, 93022-000 São Leopoldo, RS, Brasil*

Abstract

The continental Triassic succession of southernmost Brazil comprises two second-order depositional sequences – the Sanga do Cabral (Early Triassic) and Santa Maria (Middle to Late Triassic) supersequences. The first one includes ephemeral, low-sinuosity fluvial deposits developed on a low gradient plain. Based on fossil tetrapods, especially procolophonids, an Upper Induan age is estimated for this sequence. Facies association of the Santa Maria Supersequence indicates low-sinuosity fluvial rivers, deltas and lakes. This supersequence can be further subdivided into three third-order sequences (age provided by palaeovertebrate biostratigraphic data) as follows: Santa Maria 1 (Ladinian), Santa Maria 2 (Carnian to Early Norian) and Santa Maria 3 (probably Raethian or Early Jurassic) sequences. The Gondwanides paroxysms I and II in the Sierra de la Ventana – Cape Fold Belt are directly related to the development of both supersequences. The source-area of the Sanga do Cabral Supersequence was located to the south. It consisted of an uplifted peripheral bulge, situated landward of the retro-foreland system, from where older sedimentary rocks were eroded. The source-area of the Santa Maria Supersequence was also positioned southwards and related to the uplifted Sul-Rio-Grandense and Uruguayan shields. The Santa Maria Supersequence stratigraphic architecture is comparable to the Triassic rift basins of Western Argentina. Diagenesis, facies and palaeontology of the studied succession suggest a dominantly semi-arid climate during the Triassic.

Keywords: Triassic, southwestern Gondwana, supersequence, sequence, continental sedimentation, provenance

1. Introduction

Most of the Southwestern Gondwana Triassic basins, such as the foreland Karoo Basin and the extensional basins of Chile and Western Argentina, are directly related to the Cape - Sierra de La Ventana Orogen – part of the Gondwanides Orogen (Fig. 1). Rift basins also developed in southern Africa during this period (Fig. 1). On the other hand, the Triassic strata of Southernmost Brazil are included in the intracratonic Chaco-Paraná Basin, in spite of their limited occurrence within the basin (Fig. 1). In view of the Triassic depositional style, these

deposits could represent smaller, tectonically controlled depocenters within the Chaco-Paraná Basin.

A sequence stratigraphy portrait of the Southernmost Brazil Triassic succession is here presented as a basis for further discussion on basin classification and Triassic palaeogeography and palaeoclimatology. The use of the sequence stratigraphy approach to continental strata has become widespread over the last decade. Concepts related to stratigraphic base level and to the climate and tectonic control on accommodation space were discussed by Shanley and McCabe (1994). Although some authors applied specific terms for continental sequences (e.g. Currie, 1997; Martinsen et al., 1999) the classical terminology coined for passive-margin (Van Wagoner *et al.*, 1988; Emery and Myers, 1996) was herein adopted.

The stratigraphic framework hereby presented was based on outcrop studies. Facies analysis of the fluvial deposits was supported by palaeocurrent data, macroform classification and bounding-surface hierarchy. Fluvial lithofacies terminology followed Miall's (1978) scheme. The analysis of fluvial architecture and bounding-surface hierarchy was based on Miall's (1988, 1995, 1996) conceptions. Formerly presented petrologic data (Zerfass et al., 2000) were used in order to illustrate provenance signature and diagenetic features.

A type-area on the western edge of the Santa Maria Supersequence outcrop belt (figs. 2 and 3) was chosen for geological mapping (1:50.000). Reconnaissance work was carried out at the Ischigualasto and Cuyo Triassic rift basins (Western Argentina) to compare their stratigraphic architecture with the Brazilian counterpart and test the hypothesis that Santa Maria Supersequence could have been related to a rift basin.

2. Geological setting

The intracratonic Chaco-Paraná Basin embraces a stratigraphic record that ranges from the Ordovician to the Cretaceous and includes the Sanga do Cabral and Santa Maria supersequences. In the State of Rio Grande do Sul, the Paraná Basin Permian succession overlies Precambrian to Early Palaeozoic rocks of the Sul-Rio-Grandense Shield (Fig. 2). A disconformity delineates the boundary between the Late Permian Rio do Rasto/Pirambóia succession and the Sanga do Cabral Supersequence (figs. 4, 5). The latter one crops out from Eastern Rio Grande do Sul State towards the Uruguay (Buena Vista Formation) (Fig. 2).

Another disconformity defines the boundary between the Santa Maria and Sanga do Cabral supersequences (figs. 4 and 5). The Santa Maria Supersequence crops out as a narrow belt, in the central region of the State of Rio Grande do Sul (Fig. 2), and as a few isolated patches over basement areas. The eastern border of both supersequences is controlled by the

NE trending Leão Fault Zone (Fig. 2). The western limit of the Santa Maria Supersequence coincides with the advent of the fluvial-aeolian Guar Formation (sensu Scherer and Lavina, 1997), which is equivalent to the lower levels of the Early Cretaceous Taquaremb Formation in Uruguay. Although contact between these units is seldom observed, whilst the thickness of the Santa Maria Supersequence decreases westwards the Guar Formation increases. It is hereby suggested that a pre-Guar Formation erosive event would have determined the current western limit of the Santa Maria Supersequence. Along most of its outcropping area, the Santa Maria Supersequence is directly overlain by the Early Cretaceous Botucatu (aeolian sandstones) and Serra Geral (lava floods) formations (figs. 2 and 5).

The Paraná Basin strata dip northwards, the overlying Serra Geral Formation forming an extensive plateau (Planalto Sul-Rio-Grandense) that limits the outcropping area of the Triassic units. The lack of Triassic rocks in other areas of the Chaco-Paraná Basin suggests that their northern limit does not extend beyond the State of Rio Grande do Sul.

3. Second- and third-order sequences

Second-order sequences – herein named supersequences – represent particular stages of basin evolution and are related to changes in subsidence or basement uplifting rate. According to Emery and Myers (1996), their deposition spans over a time interval of between 3 and 50m.y. These second-order sequences are conceptually similar to Sloss' (1963) sequences and Chang's (1975) synthems.

Second-order sequences might be further subdivided into third-order sequences – examples of which are discussed in this paper – which are the sedimentary product of 0.5 to 3 m.y. base-level cycles (Emery and Myers, 1996).

3.1. The Sanga do Cabral Supersequence

The Sanga do Cabral Supersequence was named as an allusion to the Sanga do Cabral Formation (Andreis *et al.*, 1980). This 50 meter (exceptionally up to 100m) thick unit (Fig. 5) is interpreted as a tectonically controlled second-order sequence. The disconformity that delineates its basal boundary was correlated to Veevers' *et al.* (1994a) Gondwanides I paroxysm (Fig. 4) (see Chapter 4).

The dominant facies association of the Sanga do Cabral Supersequence comprises narrow, elongated lenses of intraformational, massive or trough cross-bedded conglomerate (Gm and Gt lithofacies), and horizontal bedded sandstone (Sh lithofacies). These facies, ascribed to gravel bar (GB) and laminated sand (LS) architectural elements (Fig. 6), display an important content of recycled material, such as lithic sedimentary fragments (Zerfass *et al.*,

2000). The elongated and thin GB/LS architectural elements are bound by sub-horizontal surfaces (Fig. 6). This feature indicates poorly confined channels, developed on a low gradient alluvial plain and under a low rate of accommodation space creation. It is likely that deposition took place during flash flood events developed under arid or semi-arid conditions. Interlayered laminated mudstone lenses are also present and have been linked to deposition within small ponds and lakes.

Procolophonid reptiles and temnospondyl amphibians, among other vertebrate fossil remains, occur within the GB elements. These previously described fossils (Lavina, 1982; Barberena et al., 1985; Santana, 1992; Schultz, 1995; Silva, 1999) present a biostratigraphic correlation to the recently defined *Procolophon* Range Zone of the Karoo Basin (sensu Neveling et al., 1999).

An arid or semi-arid palaeoclimate is also supported by petrologic data. Thin section analysis has shown a loose to normal packing and carbonate cement (Fig. 10a). Together, these features point to an early phreatic cementation of the fluvial deposits by oversaturated solutions associated with an arid to semi-arid climate, in agreement with previous ideas (Garcia *et al.*, 1998). The presence of amphibian bones would represent shorter and wetter phases, and associated growth of perennial lakes and ponds on the floodplains. However, given that the bones are restricted to the GB element, its occurrence suggests that most of the fine-grain deposits were eroded during subsequent flash floods. It has been shown that the mechanical accumulation has concentrated bone fragments at different fossilisation stages (Holz and Souto-Ribeiro, 2000). It is here postulated that the lack of significant fine-grained deposits is due to the low rates of accommodation space generation (i.e. low aggradation rates). A general semi-arid climate with alternating more humid and more arid periods is also suggested.

The Sanga do Cabral Supersequence presents a general northward trend of fluvial transport. However, in the mapped area, it presents a significant eastward component (Fig. 3) that suggests the presence of topographic highs to the west.

Palaeontological data do not allow for the subdivision of the Sanga do Cabral Supersequence into third-order sequences. There is also no distinguishable bounding surface, or any abrupt facies change, which could point to a significant change in the rate of accommodation space creation.

3.2. *The Santa Maria Supersequence*

The name “Santa Maria Beds” was used in the very early Paraná Basin stratigraphic works (e.g. White, 1908; Oliveira, 1918). Gordon Jr. (1947) proposed the name Santa Maria

Formation to describe the Triassic strata of the State of Rio Grande do Sul. Andreis *et al.* (1980) proposed a Late Triassic unit (Caturrita Formation) resting above the Santa Maria Formation. According to Faccini (1989) the Santa Maria and Caturrita formations comprise his Depositional Sequence II whereas the uppermost Triassic fluvial deposits, bearing a large amount of silicified tree trunks, constitute his Depositional Sequence III (or Mata Sandstone). All these units are hereby regarded as a single second-order sequence taking into account that they rest on the interregional unconformity supposed to be a result of the Gondwanides II paroxysm (Veevers *et al.*, 1994a) (Fig. 4). This succession, up to 200m thick (Fig. 5), and similar to Milani *et al.* (1998) Gondwana II second-order sequence, can also be seen as a single basin-fill episode (see Chapter 4). In this paper, the Santa Maria Supersequence is further subdivided into three third-order sequences.

3.2.1. Santa Maria 1 Sequence (SM1)

This third-order sequence reaches up to 50 meters in thickness (Fig. 5). Its lower part is mostly composed of massive orthoconglomerate (Gm), trough cross-stratified, conglomeratic sandstone (St) and either massive or climbing cross-laminated, fine-grained sandstone and siltstone (Sm/Sr) (Fig. 5). Gm / St facies association has been related to gravel bar and sandy bedform architectural elements (multi-story deposits) ascribed to high energy, low sinuosity rivers. Palaeocurrent data indicate a north-northeastward river flow. Fine-grained sandstone and siltstone (Sm / Sr facies) (Fig. 7) are interpreted as lacustrine delta front deposits.

The Gm/St and Sm/Sr facies association is abruptly overlain by mudstone deposited above a flooding surface, which has been interpreted as a transgressive surface (TS1) (Fig. 5). However, this assumption calls for further consideration. It is rather difficult to ascertain whether the fluvial and deltaic deposition that took place after the base level fall occurred during the following stillstand or subsequent base level rise, as there is no known basinwide control. Therefore, it can be assumed that the abrupt contact with the overlying mudstone (Fig. 7) represents a transgressive surface, although it could also be classified as a local transgressive surface. Thus, the lower fluvial and deltaic facies of SM1 have been interpreted as a lowstand systems tract (figs. 5, 7).

Sandstones from this interval are quartzose and feldspathic and include a lesser amount of sedimentary lithic fragments. This composition derives from a mixture of two sources – a first cycle input from an uplifted granite-gneiss basement and a sedimentary basin recycling – as previously quoted by Zerfass *et al.* (2000).

Primary sandstone pore space of the coarse-grained fluvial deposits was part-filled by infiltrated clay. According to Garcia *et al.* (1998), this feature suggests well-defined climate seasonality. The intergranular space was air-filled during the driest seasons, with channel bedforms exposed to subaerial conditions. During a subsequent channel reactivation (rainy season), the pores would then be filled with clay minerals. Fine-grained sandstone and siltstone present early diagenetic carbonate cement (Fig. 10b) that is ascribed to a semi-arid climate as previously mentioned (Garcia *et al.*, 1998). A meaningful occurrence of early siliceous cement (chalcedony) in the coarser-grained facies (Fig. 10c) points to a local oversaturation of the intergranular fluids. According to Silva and Garcia (1993), siliceous cement precipitation is controlled by alternating dry and wet seasons. Finally, taphonomic data regarding palaeotetrapods (Holz and Barberena, 1994; Holz and Schultz, 1998; Holz and Souto-Ribeiro, 2000) also indicate alternating seasons, given the occurrence of articulated carcasses and isolated bones in the same horizons.

The transgressive systems tract is mostly composed of either massive or laminated red mudstone (figs. 5, 7) interpreted as shallow lake deposits. The abrupt boundary with the overlain lowstand facies association (Fig. 7) points to a rapid base level rise. Abundant fossil vertebrates remains (mainly dicynodonts, cynodonts and thecodonts) occur in association with this lithofacies and constitute the Ladinian Therapsid Cenozoone (Barberena, 1977; Scherer *et al.*, 1995; Schultz *et al.*, 2000). The palaeobotanic record of this sequence includes *Neocalamites*, *Equisetum* and Coniferales (Iannuzzi and Schultz, 1997).

Evidences of an SM1 highstand systems tract are still uncertain. Although possible, it is hereby assumed that most of the highstand deposits were eroded during the following base-level fall.

3.2.2. Santa Maria 2 Sequence (SM2)

A disconformity also delineates the boundary between the SM1 and the overlying, up to 130m thick SM2 (Fig. 5). Its lowstand systems tract is dominantly composed of sandstone, presenting small- to medium-scale trough cross bedding (St facies), which are overlain by mudstone (Fig. 5). Sand bedforms are the most common architectural element (Fig. 8a) although some instances of downstream accretion were also reported. Sandstone has infiltrated clay (Fig. 10d), is subarkosic and represents a mixture of recycled fragments and first cycle input from a granite-gneiss basement (Zerfass *et al.*, 2000). Sandstone cements are telodiagenetic kaolinite and iron hydroxides that fill secondary pores. Early diagenetic calcite seems to have been the first cement.

The fluvial deposits display a large dispersion of palaeocurrent data, as shown in Fig. 3 (the palaeocurrent vectors of the SM2 subaqueous bedforms presented in the map are exclusively related to the lowstand systems tract). Mean flow direction of the SM2 lowstand fluvial sandstone is to NNE although some outcrops display palaeocurrent trends to SW and W.

Mudstone lenses interpreted as flood plain deposits are interlayered with fluvial sandstone (Fig. 8). They contain fossil remains of the *Dicroidium* Flora (Guerra-Sommer *et al.*, 1999; Guerra-Sommer and Klepzig, 2000), insects (Homoptera) (Pinto, 1956) and crustaceans (Conchostraca) (Pinto, 1956; Katoo, 1971; Tasch, 1987; Gallego, 1996).

If, as previously assumed, the fluvial deposits represent a lowstand systems tract, the first appearance of the overlying mudstones marks the transgressive surface (TS2, Fig. 5). Although usually abrupt (Fig. 8b), the sandstone / mudstone boundary is occasionally transitional. This boundary is interpreted as a flooding surface resting above fluvial deposits and formed during a relatively fast base-level rise.

The transgressive systems tract is composed of red, either laminated or massive mudstone (Fig. 8c). Abundant reptilian bones, mainly rhynchosaurs, dinosaurs, thecodonts and cynodonts, are preserved and belong to the Carnian Rhynchosaur Cenozone (Barberena, 1977; Scherer *et al.*, 1995; Schultz *et al.*, 2000). Mudstone represents deposition within shallow lakes. Climbing cross-laminated sandstone-siltstone (Sr facies) can be observed along the contact with the lowstand facies association (figs. 5 and 8b).

In the mapped area the transgressive systems tract encloses an aeolian package dominantly composed of fine- to medium-grained sandstone displaying large-scale trough cross bedding (Fig. 8d) formed by translent strata. A wide dispersion of the palaeocurrent data (Fig. 3) indicates a complex wind system. This aeolian dune field is herein supposed to represent a climate change.

A coarsening-upward succession (Caturrita Formation of Andreis *et al.*, 1980) transitionally replaces the transgressive mudstones (figs. 5, 8) and constitutes the highstand systems tract. This interval contains isolated, small-scale trough cross-bedded sandstone lenses (St facies) that are interpreted as ribbon fluvial channels. Rhythmites (Fig. 8e) and sigmoidal, massive or climbing cross-laminated sandstone bodies are also present (figs. 5, 8). This facies association is interpreted as a lacustrine-deltaic depositional system. Mudstone content decreases and sandstone amalgamation increases upwards. Sandstone occur as narrow, massive or stratified (horizontal- and trough cross bedding) lenses (Sm, Sh and St facies – figs. 5 and 8f) interpreted as amalgamated sandstone bodies related to high width/depth ratio channels. Fonseca (1999) had also recognised low sinuosity fluvial systems

in this stratigraphic interval. The described succession reveals a progressive reduction of accommodation space, shallowing of the lacustrine basin and its progressive replacement by a fluvial system.

In the mapped area, there is no significant occurrence of the SM2 highstand systems tract and hence no palaeocurrent information of this interval (Fig. 3). However, data from other areas indicate a northeastward overall trend.

The SM2 highstand systems tract includes two distinct biozones (Scherer et al., 1995; Schultz et al., 2000). The lower strata contain rhynchosaurs, cynodonts and thecodonts of the Carnian Rhynchosaur Cenozoone whereas the upper section includes dicynodonts and dinosaurs of the *Jachaleria* Level (?Early Norian - figs. 5, 8). The taxa from the SM2 highstand systems tract related to Rhynchosaur Cenozoone are distinct from those from the SM2 transgressive systems tract (Schultz, 1995; Schultz et al., 2000). Silicified logs (Fonseca, 1999) and crustaceans (Conchostraca) (Gallego, 1996) also occur in the SM2 highstand systems tract.

3.3. Santa Maria 3 Sequence (SM3)

This unit, about 20m thick, only crops out in the surroundings of São Pedro do Sul City (Fig. 3). The SM3 was firstly defined by Faccini (1989), who named it “Depositional Sequence III” or “Mata Sandstone”. A disconformity delineates its boundary with the SM2 (Fig. 5).

The conifer silicified logs reported by Guerra-Sommer and Gamermann (1985), Minello (1994) and Guerra-Sommer et al. (1999) (Fig. 9a) do not provide enough biostratigraphical information to establish the precise age of this unit. According to Zerfass et al. (2000), the SM3 source area was similar to the previous ones (SM1 and SM2). This is evidence that the tectonic setting of the source area did not change. SM3 is clearly younger than SM2 but not enough to represent another second-order sequence.

Trough cross-stratified and conglomeratic sandstones, the dominant facies (St, figs. 5, 9), are subarkosic and again include a mixture of recycled and first-cycle clasts (Zerfass *et al.*, 2000). Infiltrated clay is abundant in SM3 sandstone. Cement is telodiagenetic and primary cement would have been calcite. Palaeocurrent data indicate a northward fluvial transport (Fig. 3).

Lenses of intraformational diamictite are interlayered with sandstones and they were ascribed to gravity flow architectural elements (Fig. 9b). This lithofacies is interpreted as a product of gravitational flows generated by collapsing fluvial terraces. Its occurrence

suggests a lowstand systems tract in which terraces were well developed and not completely filled yet.

Due to the small amount of exposures, facies data are not conclusive to define fluvial style. Even so, the lack of floodplain facies and the sandstone coarse-grained nature suggest high-energy flows.

4. Triassic palaeogeography and palaeoclimate of Southwestern Gondwana

The restricted occurrence of Triassic deposits, confined to the southernmost part of the Chaco-Paraná Basin (Fig. 1), is an important point to be taken into account. This limited distribution could be either related to the development of restricted depocenters or a significant erosional event affecting the northern part of the basin before the deposition of the basinwide, Early Cretaceous Botucatu and Serra Geral formations.

The other two huge South American intracratonic basins (Amazonas and Parnaíba basins) do not include Triassic rocks. Therefore, the South American part of Gondwanaland was probably uplifted during the Triassic and Jurassic. If a Jurassic erosional event, removing Triassic successions from over the entire South America, is considered it might be also assumed that some other Triassic remnants should also be preserved. However, that is not the case. Thus, it is here concluded that some limited continental depocenters developed in southern Brazil during the Triassic, similar to what occurred in Western Argentina and Southwestern Africa.

One of the Cape Fold Belt paroxysms followed the Permian-Triassic boundary – the third paroxysm of Hälbich *et al.* (1983) and Hälbich (1983). Hälbich *et al.* (1983) found a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of $247\pm 3\text{m.y.}$ for this tectonic event. Veevers *et al.* (1994a) described folding and volcanism of similar ages in other regions of the Gondwana Panthalassan margin. Veevers *et al.* (1994a) proposed the name “Gondwanides I” for such deformation episode.

A change in the fluvial style, from high- (Late Permian) to low-sinuosity (Early Triassic), has been linked to this paroxysm in the Karoo Basin (Hiller and Stavrakis, 1984; Johnson, 1991; Smith, 1995, Haycock *et al.*, 1997). Similarly, the Early Triassic fluvial system of the Sanga do Cabral Supersequence also presents a low sinuosity style. A significant sandstone provenance change in the Karoo Basin, from a Late Permian dissected arc to an Early Triassic recycled orogen, is also reported (Johnson, 1991). An increasing input of orogen detritus is interpreted by Johnson (1991) as related to Cape Fold Belt uplifting. In Southern South America, folding of foreland basin Permian deposits (Sauce Grande Basin – Argentina) took place around the Early Triassic (López-Gamundi *et al.*, 1994).

Despite this tectonic setting, the Sanga do Cabral Supersequence is not here understood as a distal relict of a foreland basin related to the Gondwanides orogen (Sierra de la Ventana sector) as could be supposed by palaeocurrent data. Provenance analysis of the Sanga do Cabral sandstone (Zerfass et al., 2000) shows recycling of sedimentary rocks (Fig. 11). Expected metamorphic and volcanic lithic fragments are rare and hence the source-area was not the Gondwanides Orogen itself. It is here suggested a peripheral bulge located to the north of the Sierra de la Ventana (Fig. 12a) as the source-area where sedimentary rocks were uplifted and eroded. The small thickness of the Sanga do Cabral Supersequence (about 50m) and low gradient of the alluvial plain are consistent with a slightly rising peripheral bulge. Further investigations in terms of mass balance are being done to improve our knowledge on this topic. The alluvial Katberg Formation of South Africa (Fig. 12a) was directly fed from the Gondwanides (Cape Fold Belt sector) as attested by its provenance data (Johnson, 1991) that represent the geological record of a foreland basin.

Another disconformity delineates the contact between the Sanga do Cabral and Santa Maria supersequences. Veevers et al. (1994a) estimated an age of 240 to 230m.y. to their Gondwanides II paroxysm in the Sierra de La Ventana – Cape Fold Belt. Hälbig et al. (1983) presented $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 230 ± 4 m.y. to their fourth paroxysm in the Cape Fold Belt. In the Karoo Basin, the disconformity between the Scythian - Anysian Burgersdorp Formation and the Carnian-Norian Molteno Formation (Veevers et al., 1994b; Hancox, 1998) is probably related to this paroxysm. The disconformity between the Sanga do Cabral and Santa Maria supersequences is roughly coeval (Fig. 4) and related to the same uplifting episode. The probable Ladinian age of SM1 (Barberena, 1977; Scherer et al., 1995; Schultz, 1995; Schultz et al., 2000) suggests that deposition took place in South America earlier than it did in the Karoo Basin (Fig. 12b).

In Southwestern Gondwana, an extensional phase began immediately after Gondwanides II. This episode caused rift development in retro-foreland regions (Fig. 1), such as Northern Chile (Uliana and Biddle, 1988; Suarez and Bell, 1992) and Western Argentina (Uliana and Biddle, 1988; Kokogian et al., 1993; Milana and Alcober, 1994; López-Gamundi et al., 1994; Veevers et al., 1994a).

Rift basins also occur in Southern Africa. A fine example is the Waterberg Basin of Namibia, which is controlled by the Omaruru-Waterberg Fault Zone (Holzförster et al., 1998; 1999). As can be seen in Fig. 1, the Santa Maria Supersequence deposition might have been controlled by the same fault system. This geographical-geological similarity was first shown by Martin (1961). However, biostratigraphic data from the Waterberg Basin (Keyser, 1973; Pickford, 1995; Lucas, 1998; Holzförster et al., 1999) suggest that its filling was not entirely

synchronous with the Santa Maria Supersequence deposition. In spite of these correlation problems, it is here assumed that the Waterberg Basin strata are roughly coeval to the Santa Maria Supersequence (Fig. 12b, c) and both successions related to the same rift system.

The “continental basin with interior drainage” model of Leeder and Gawthorpe (1987) might explain the Santa Maria Supersequence facies association. According to this model, a half-graben is characterised by alluvial incision and deposition following periods of normal fault displacement. Within the basin, either lacustrine bodies or playa lakes develop according to the climate. Lake transgression over the alluvial plain would occur just after major fault activity.

The Middle to Late Triassic Ischigualasto Basin (Western Argentina) has been described as a rift basin whose deposition was directly related to normal fault activity. In this case, main faults are well defined in such a way that the stratigraphic architecture may be used as a sedimentary model for rift basins. Milana and Alcober (1994) distinguished two major rifting phases that controlled deposition. Each rift phase began with the development of alluvial fan / fluvial systems later flooded by lakes. Due to tectonic quiescence, progradation of deltas and rivers into the lakes took place. Similar successions of basal fluvial sandstone and conglomerate followed by lacustrine shale can be found in other rift basins of Western Argentina, such as the Cuyo and Marayes basins (Kokogian et al., 1993, 1999; López-Gamundi et al., 1994). Fieldwork in the Ischigualasto and Cuyo basins confirmed this stratigraphy.

The third-order sequences of the Santa Maria Supersequence start with fluvial incision and deposition followed by fast flooding. Bearing in mind the sequence stratigraphy point of view, it is possible to interpret the Santa Maria Supersequence as a rift basin fill remnant although other pieces of evidence should also be added. The major input of feldspars (Fig. 11) and the coarse-grained nature of the Santa Maria Supersequence sandstones suggest relatively close exposure of a crystalline basement located somewhere to the south (Zerfass et al., 2000). These features could be related to extensional fault activity in view of the tectonic context of this part of Gondwana during Middle to Late Triassic (Fig. 12b,c). The present-day western and eastern boundaries of the Santa Maria Supersequence are not considered as the original basin limits. Besides, the rift system could have been much longer than it currently is. The predicted extensional faults are not known yet and are an important subject for future research.

A sequence stratigraphy framework added to facies and diagenetic data can improve our knowledge of the palaeoclimate history of Southwestern Gondwana. Sedimentary features in the Sanga do Cabral Supersequence suggest a usually semi-arid climate (i.e. ephemeral

river deposits, aeolian sand sheets and typical, very early diagenetic carbonate cement). This dominantly semi-arid climate was punctuated by shorter, more humid episodes, as attested by the prevalence of amphibian bones.

The Ladinian SM1 Sequence suggests a more humid phase within an overall semi-arid climate. This interpretation is based on the presence of siliceous cement in the sandstone, which are related to high evaporation rate and considerable meteoric water infiltration. Infiltrated clay observed in the sandstones suggests climatic seasonality. Palaeobotanic record includes hydrophilic plants that inhabit water bodies margins. On the other hand, the absence of amphibians or any other aquatic forms within the tetrapod assemblage suggests that this increasing humidity was not enough to keep perennial water bodies.

The Carnian SM2 Sequence displays evidences of increasing aridity. As in the previous case, the presence of infiltrated clay also suggests seasonality. On the other hand, pedogenesis led to the precipitation of early diagenetic carbonate cement under drier conditions. The presence of aeolian deposits corroborates the interpretation of growing aridity. The fossil content of this sequence shows a drastic change in the food web: huge carnivorous thecodonts (up to 7m long) made way for the first dinosaurs (about 1,5m long) and rhynchosaurs (seeds/fruits-eaters) became the most important herbivorous. Browsing dicynodonts totally disappeared. In addition, the palaeobotanic record reveals the supremacy of the *Dicroidium* Flora, mainly composed of meso-xerophytes. These faunal and floral changes were ascribed to an equivalent increase of the dry seasons duration. However, the SM2 highstand rhythmites and sigmoidal sandstone suggest substantial periods of subaqueous deposition. Thus, it is suggested that the climate during the deposition of the SM2 was sub-arid, albeit seasonal, with longer dry seasons relative to SM1.

The probably Raethian or Early Jurassic SM3 Sequence (no datable fossils have been found yet) is composed of sandstones exhibiting similar diagenetic features displayed in the SM2. Hence, again climate is considered sub-arid and its seasonal nature based on diagenetic evidences, such as the presence of infiltrated clay.

5. Conclusions

1) The Southern Brazil continental Triassic strata comprises two tectonically controlled second-order sequences: the Sanga do Cabral (Scythian) and Santa Maria (Ladinian to Raethian or Early Jurassic) supersequences. The former, a fragmentary remnant, cannot be divided into higher-frequency sequences. However, the latter one was subdivided into three higher frequency units, as follows: Santa Maria 1 (Ladinian), Santa Maria 2 (Carnian-Early Norian) and Santa Maria 3 (probable Raethian or Early Jurassic) third-order sequences.

- 2) The unconformities below the second-order sequences are genetically related to the Permian-Triassic and Middle Triassic paroxysms of the Sierra de la Ventana - Cape Fold Belt Orogen.
- 3) The Sanga do Cabral Supersequence was associated with a low sinuosity fluvial system developed on a low gradient alluvial plain. Its provenance was correlated to the uplifting of older sedimentary strata to the south on a peripheral bulge related to the Gondwanides orogen.
- 4) The Santa Maria Supersequence includes fluvial-lacustrine systems. Source-area, located to the south, was relatively closer than the Sanga do Cabral one and comprised uplifted rocks of crystalline basement (Sul-Rio-Grandense and Uruguayan shields).
- 5) The depositional style of the Middle and Late Triassic third-order sequences matches the common rift basin-fill, as those of the coeval Ischigualasto and Cuyo basins (western Argentina).
- 6) Triassic palaeoclimate in southern Brazil was dominantly semi-arid with a relative increase in humidity during the Ladinian.

Acknowledgements

This study was supported by the Brazilian Research Council (CNPq - process 462569/2000-4), Brazilian Geological Survey (CPRM) and São Pedro do Sul City Hall. We are very grateful to MSc. Adriana Bracco (Universidad Nacional de San Juan), for her help during the field trip in Argentina. We would also like to thank Dr. Claiton M. S. Scherer (IG-UFRGS), MSc. André Weissheimer de Borba (PPGGeo-UFRGS) and Geologist Rogério Roque Rubert (PPGGeo - UFRGS) for their constructive discussions. We thankfully acknowledge the Geology undergraduate students (UFRGS) Gabriela Da Poian, Guilherme Mallmann and Janaína Nunes Ávila for their assistance in the field trips. Finally, we would like to express our gratitude to Michel Marques Godoy (UFRGS), for drawing figure 3; and Gabriela Da Poian (UFRGS), Karla Petry (UNISINOS) and Luci Paim for text review.

References

- Andreis R. R., Bossi, G. E., Montardo, D. K., 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú, Anais, 2:659-673.
- Barberena, M. C., 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. Pesquisas, 7:111-129.
- Barberena, M. C., Araujo, D. C., Lavina, E. L., Azevedo, S. A. K., 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. In: In:

- Campos, D. A., Ferreira, C. S., Brito, I. M., Viana, C. F. (Eds.), Coletânea de Trabalhos Paleontológicos. Departamento Nacional da Produção Mineral, Série Geologia, Seção Paleontologia e Estratigrafia 2:21-28.
- Chang, K. H., 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin*, 86:1544-1552.
- Currie, B. S., 1997. Sequence stratigraphy of non-marine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 109:1206-1222.
- Emery, D., Myers, K. J., 1996. Sequence stratigraphy. Blackwell Science, 297p.
- Faccini, U. F., 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (unpubl.), 133p.
- Fonseca, M. M., 1999. Caracterização faciológica das formações Santa Maria (Membro Alemoa) a Caturrita: interpretação da tipologia dos sistemas fluviais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (unpubl.), 132p.
- Gallego, O. F., 1996. Revisión de algunos conchostracos de la Formación Santa Maria (Triásico Medio) de Rio Grande do Sul (Brasil). *Acta Geologica Leopoldensia*, 19(43):59-76.
- Garcia, A. J. V., Morad, S., De Ros, L. F., Al-Aasm, I. S., 1998. Palaeogeographical, palaeoclimatic and burial history controls on the diagenetic evolution of reservoir sandstones: evidence from the Lower Cretaceous Serraria sandstones in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 26:107-140.
- Gordon Jr., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos, DNPM*, 38:1-20.
- Gradstein, F. M., Agterberg, F., Ogg, J. G., Hardenbol, J.; van Veen, P., Thierry, J. & Huang, Z., 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*, SEPM Special Publication, 54: 95-126.
- Guerra-Sommer, M. and Gamermann, N. 1985. Mineralogia de troncos fósseis da região de São Pedro do Sul, Triássico, Rio Grande do Sul. In: Campos, D. A., Ferreira, C. S., Brito, I. M., Viana, C. F. (Eds.), *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. Departamento Nacional da Produção Mineral, Série Geologia, Seção Paleontologia e Estratigrafia 2:597-603.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Iannuzzi, R., 1999. The Triassic taphoflora of the Paraná Basin, southern Brazil: a biostratigraphical approach. *J. Afr. E. Sc.*, 29(1):243-255.
- Guerra-Sommer, M. and Cazzulo-Klepzig, M. 2000. The Triassic taphoflora from Paraná Basin, Southern Brazil: an overview. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):477-481.

- Hälbich, I. W., 1983. A tectogenesis of the Cape Fold Belt. In: Söhnge, A. P. G. and Hälbich, I. W. (Eds.), *Geodynamics of the Cape Fold Belt*. Special Publications, Geological Society of South Africa, 12:165-175.
- Hälbich, I. W., Fitch, F. J., Miller, J. A., 1983. Dating the Cape Orogeny. In: Söhnge, A. P. G. and Hälbich, I. W. (Eds.), *Geodynamics of the Cape Fold Belt*. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 12:149-164.
- Hancox, P. J., 1998. The epicontinental Triassic of South Africa. *Epicontinental Triassic International Symposium, Halle, Abstracts*, 66-67.
- Haycock, C. A., Mason, T. R., Watkeys, M. K., 1997. Early Triassic palaeoenvironments in the eastern Karoo Foreland Basin, South Africa. *J. Afr. E. Sc.*, 24(1/2):79-94.
- Hiller, N., Stavrakis, N., 1984. Permo-Triassic fluvial systems in the southeastern Karoo Basin, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 45:1-21.
- Holz, M., Barberena, M. C., 1994. Taphonomy of the south brazilian Triassic paleoherpetofauna: pattern of death, transport and burial. *Palaeog.*, *Palaeoc.*, *Palaeoe.*, 107:179-197.
- Holz, M., Schultz, C. S., 1998. Taphonomy of the South Brazilian Triassic herpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia*, 31:335-345.
- Holz, M., Souto-Ribeiro, A. 2000. Taphonomy of the south brazilian Triassic vertebrates. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(3): 487-490.
- Holzförster, F., Stollhofen, H., Lorenz, V., Stanistreet, I. G., 1998. The Waterberg Basin in central Namibia: transfer fault activity during early South Atlantic rift evolution. *J. Afr. E. Sc.*, 27(1A):116-117.
- Holzförster, F., Stollhofen, H., Stanistreet, I. G., 1999. Lithostratigraphy and depositional environments in the Waterberg-Erongo area, central Namibia, and correlation with the main Karoo Basin, South Africa. *Jour. Af. E. Sc.*, 29(1):105-123.
- Ianuzzi, R., Schultz, C. L., 1997. Primeiro registro de megafósseis vegetais no Membro Alemoa da Formação Santa Maria, RS (Triássico Médio a Superior). *Congr. Bras. Paleontologia*, 15, São Pedro, Resumos, 35.
- Johnson, M. R. 1991. Sandstone petrography, provenance and plate tectonic setting in Gondwana context of the southeastern Cape-Karoo Basin. *South African Journal of Geology*, 94(2/3):137-154.
- Katoo, Y. 1971. Conchostráceos mesozóicos do sul do Brasil: contribuição à estratigrafia das formações Santa Maria e Botucatu. *Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (unpubl.)*, 87p.

- Keyser, A. W., 1973. A new Triassic vertebrate fauna from South West Africa. *Palaeontologia Africana*, 16:1-15.
- Kokogian, D. A., Fernández Seveso, F., Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. In: Ramos, V. A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Congreso Geológico Argentino, 12, Mendoza, Relatorio 2 (13):65-78.
- Kokogian, D. A., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martínez, R., Alcober, O. A., Milana, J. P., Zavattieri, A. M., Papú, O. H. 1999. Los depósitos continentales triásicos. In: *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Anales, 29(15): 377-398.
- Lavina, E. L., 1982. Paleontologia, Estratigrafia e Bioestratigrafia da Formação Sanga do Cabral (Triássico Inferior do Grupo Rosário do Sul) na Folha de Catuçaba, RS. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (unpubl.).
- Leeder, M. R., Gawthorpe, R. L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Coward, M. P., Dewey, J. F., Hancock, P. L. (Eds.), *Continental extensional tectonics*, Geological Society Special Publication, 28:139-152.
- López-Gamundi, O. R., Espejo, I. S., Conaghan, P. J., Powell, C. McA., 1994. Southern South America. In: Veevers, J. J., Powell, C. McA. (Eds.), *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, Memoir 184:281-329.
- Lucas, S. G., 1998. Global Triassic biostratigraphy and biochronology. *Palaeog.*, *Palaeoc.*, *Palaeoe.*, 143:347-384.
- Martin, H., 1961. The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa. *The Geological Society of South Africa*, Alexander L. du Toit Memorial Lectures, 7:1-47.
- Martinsen, O. J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Fleshe, H., Torkildsen, G., Idil, S., 1999. Stratigraphic base-level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46:235-259.
- Miall, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits, a summary. In: Miall, A. D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists, Memoir 5:597-604.
- Miall, A. D. 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn, K., Paola, C. (Eds.), *New perspectives in basin analysis*. Springer-Verlag, New York, 67-81.
- Miall, A. D. 1995. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedim.*, 42:379-389.

- Miall, A. D. 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, Berlin, 582p.
- Milana, J. P., Alcober, O., 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4):217-235.
- Milani, E. J., Faccini, U. F., Scherer, C. M., Araújo, L. M., Cupertino, J. A., 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 29:125-173.
- Minello, L. F., 1994. As “florestas petrificadas” da região de São Pedro do Sul e Mata, RS. III – Análise morfológica megascópica, afinidades e considerações paleoambientais. *A. Geol. Leop.*, 17(39/1):75-91.
- Nevelling, J., Rubidge, B.S., Hancox, P. J. 1999. A lower Cynognathus Assemblage Zone fossil from the Katberg Formation (Beaufort Group, South Africa). *South African Journal of Science*, 95:555-556.
- Oliveira, E. P., 1918. Posição estratigráfica dos lamelibrânquios descritos na memória do Professor Holdhaus. In: Holdhaus, K., 1918. Sobre alguns lamelibrânquios fósseis do sul do Brasil. Serviço Geológico e Mineralógico, Monografias, 2:27-32.
- Pickford, M., 1995. Karoo Supergroup palaeontology of Namíbia and brief description of a thecodont from Omingonde. *Pal. Afr.*, 32:51-66.
- Pinto, I. D., 1956. Artrópodos da Formação Santa Maria (Triássico Superior) do Rio Grande do Sul, com notícias sobre alguns restos vegetais. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 5(1):75-87.
- Santana, R. G., 1992. Tetrápodes fósseis da formação Sanga do Cabral (Eotriássico do RS). Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (unpubl.), 95p.
- Scherer, C. M. S., Faccini, U. F., Barberena, M. C., Schultz, C. L., Lavina, E. L., 1995. Bioestratigrafia da Formação Santa Maria: utilização das cenozonas como horizontes de correlação. *Com. Mus. Ciên. Tec. UBEA/PUCRS, S. Ciên. Ter.*, 1:33-42.
- Scherer, C. M. S., Lavina, E. L., 1997. Aloformação Guará: uma nova unidade estratigráfica mesozóica na porção meridional da Bacia do Paraná. *Simpósio Sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná*, 3, Barra do Garças, Resumos, 36-37.
- Schultz, C. L., 1995. Subdivisão do Triássico do Rio Grande do Sul com base em microfósseis: problemas e perspectivas. *Com. M. Ciên. Tec., UBEA/PUCRS, S. Ciên. Ter.*, 1:25-32.
- Schultz, C. L., Scherer, C. M. S., Barberena, M. C., 2000. Biostratigraphy of southern Brazilian Middle-Upper Triassic. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(3):491-494.

- Shanley, K. W. and McCabe, P. J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists*, 78(4):544-568.
- Silva, J. L. S., Garcia, A. J. V., 1993. Avaliação petrológica preliminar de arenitos das formações Mata e Santa Maria (Membro Passo das Tropas) na região de Santa Maria - RS. *Ac. Geol. Leop.*, 16(38):199-223.
- Silva, S. D., 1999. Biostratigraphy of the Permian-Triassic boundary in southern Brazil. *Ameghiniana*, 36(4):10R.
- Sloss, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. B.*, 74:93-114.
- Smith, R. M. H., 1995. Changing fluvial environments across the Permian-Triassic boundary in the Karoo Basin, South Africa and possible causes of tetrapod extinctions. *Palaeog., Palaeoc., Palaeoe.*, 117:81-104.
- Suarez, M., Bell, C. M., 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24° – 29° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3):109-121.
- Tasch, P., 1987. Fossil conchostraca of the Southern Hemisphere and continental drift. Paleontology, biostratigraphy and dispersal. *Geol. Soc. Am., Mem.* 165, 290p.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T. 1988. Mesozoic – Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(2):172-190.
- Veevers, J. J., Powell, C. McA., Collinson, J. W., Lopez-Gamundi, O. R., 1994a. Synthesis. In: Veevers, J. J., Powell, C. M. Ca. (Eds.), Permian-Triassic pangean basins and foldbelts along the panthalassan margin of Gondwanaland. *Geol. Soc. Am., Mem.* 184:331-353.
- Veevers, J. J., Cole, D. I., Cowan, E. J., 1994b. Southern Africa: Karoo Basin and Cape Fold Belt. In: Veevers, J. J., Powell, C. M. Ca. (Eds.), Permian-Triassic pangean basins and foldbelts along the panthalassan margin of Gondwanaland. *Geol. Soc. Am., Mem.* 184:223-279.
- van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C. K., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A., van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:39-45.
- White, I. C., 1908. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro. In: *Gondwana Symposium*, 7, DNPM, São Paulo, 1988. 617 p.
- Zerfass, H., Garcia, A. J. V., Susczynski, A. M., Lavina, E. L., 2000 Análise de proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul

(RS): uma contribuição para arquitetura estratigráfica e evolução tectono-sedimentar. A. Geol. Leop., 23(51):61-84.

Figure Caption

Fig. 1 - Palaeogeographic map of southwestern Gondwana showing the mostly Permian and Triassic basins and other structural features (continental margins and palaeolatitudes after Veevers et al., 1994a). B = deposits from the Botswana region, Is = Ischigualasto Basin, SC = Sanga do Cabral Supersequence, SF = San Felix, La Ternera, La Coipa, Cifuncho and Profeta basins, SG = Sauce Grande Basin, SM = Santa Maria Supersequence, SR = San Rafael-Carapacha Basin, W = Waterberg Basin, W-O = Waterberg-Omaruru Fault, Z = deposits from the Zambesi region.

Fig. 2 - Simplified geological map of the Rio Grande do Sul State, Southernmost Brazil (modified after Faccini, 1989). LF = Leão Fault, SM = Santa Maria Town, SPS = São Pedro do Sul Town, T = Taquari Town. A-B-C-D is a regional cross section with stratigraphy on Fig. 5. The polygon (arrow) delineates the mapped area shown in detail in Fig. 3.

Fig. 3 - Geological map of the studied area showing the lithology and palaeocurrent indicators. The B-C cross section corresponds to a part of A-B-C-D regional one on Fig. 2.

Fig. 4 - Chronostratigraphy of Southern Brazil Triassic units. Ages after Gradstein et al. (1995) and palaeovertebrate data after Barberena et al. (1985) and Schultz et al. (2000).

Fig. 5 - Stratigraphic cross-section (E-W) based on log correlation showing Triassic supersequences and sequences, their bounding surfaces, facies and fossil content (datum: base of the Botucatu Formation). SM1 = Santa Maria 1 Sequence, SM3 = Santa Maria 3 Sequence, SSB = supersequence boundary, SB = sequence boundary, TS = transgressive surface, MFS = maximum flooding surface, LF = Leão Fault, P = *Procolophon* Range Zone, T = Therapsid Cenozoone, R = Rhynchosaur Cenozoone, J = *Jachaleria* Interval, D = *Dicroidium* Flora. This section is drawn on the Fig. 2 (A-B-C-D) and Fig. 3 (only B-C). For symbols see Fig. 4.

Fig. 6 - Sanga do Cabral Supersequence. Compound section and photograph of a type-outcrop. SSB = supersequence boundary, P = *Procolophon* Range Zone, Gm = massive intraformational orthoconglomerates, Sh = horizontal bedded sandstone. See Figs. 4 for symbol and Fig. 5 for lithology. Photograph: fluvial conglomerates and sandstones. Gm

facies is related to gravel bar architectural element (GB) and Sh facies to laminated sand architectural element (LS). 5 = fifth-order bounding surface, 4 = fourth-order bounding surface. 5 delineates the base of each GB and bounds distinct channels whereas 4 delineates the boundary between GB and LS elements.

Fig. 7 - Santa Maria 1 Sequence. Compound section and photograph of a type-outcrop. SSB = supersequence boundary, SB = sequence boundary, TS = transgressive surface, LST = lowstand systems tract, TST = transgressive systems tract, T = Therapsid Cenozoic. See Fig. 4 for symbol and Fig. 5 for lithology. Photograph: bounding surface between massive, fine-grained sandstone (deltaic deposits) of the LST (bottom) and massive mudstone (shallow lake facies) of the TST (top). This bounding surface is interpreted as a transgressive surface (TS).

Fig. 8 - Santa Maria 2 Sequence. Compound section and photographs of type-outcrops. SB = sequence boundary, TS = transgressive surface, MFS = maximum flooding surface, LST = lowstand systems tract, TST = transgressive systems tract, HST = highstand systems tract, St = trough cross-bedded sandstone, Sr = climbing cross-laminated sandstone. See Fig. 4 for symbol and Fig. 5 for lithology. a. Medium- to coarse-grained sandstone with small- to medium-scale trough cross bedding related to an amalgamated fluvial complex of the LST. b. Trough cross-bedded sandstone (St) and fine-grained sandstone with climbing cross-lamination (Sr) bounded by a transgressive surface (TS). c. Massive mudstone related to shallow lacustrine environment of the TST. Arrow points to a rhynchosaur skeleton. d. Large-scale trough cross-bedded sandstone related to aeolian dunes of the TST. The white lines sign some laminae. e. Rhythmites related to HST lacustrine turbidites. f. HST multi-story fluvial channels. Sh = horizontal-bedded sandstone, Shf = fluidised horizontal-bedded sandstone, Sm = massive sandstone, Stf = fluidised trough cross-bedded sandstone. Numbers represent palaeocurrent direction. Sh facies is related to the laminated sandstone architectural element and St facies is interpreted as the main component of the amalgamated sandstone bodies. Sm is genetically associated with fluidization. Full lines = fourth-order bounding surfaces related to discontinuities between architectural elements. Dashed lines = third-order bounding surfaces associated with discontinuities within the architectural elements.

Fig. 9 - Santa Maria 3 Sequence. Compound section and type-outcrop photographs. SSB = supersequence boundary, SB = sequence boundary, St = trough cross-bedded sandstone, Gm = massive intraformational diamictite. See Fig. 4 for symbol and Fig. 5 for lithology. a. Silicified logs within coarse-grained, trough cross-bedded sandstone related to fluvial

channels. b. Massive intraformational diamictite lens (Gm) of the sediment gravity flow architectural element (SG). The SG element is associated with the trough cross-bedded sandstone (St), a lithofacies attributed to the sandy bedform (SB) architectural element.

Fig. 10 - Photomicrographs of the studied succession. a. Sandstone of the Sanga do Cabral Supersequence under polarised light. m = mudstone clast, Qm = monocrystalline quartz, v = basic/intermediate volcanic clast (rare), c = spathic calcite cement. The framework grains present sharp boundaries that suggests a very early diagenetic cementation. b. Santa Maria 1 Sequence: fine-grained, massive sandstone from the lowstand systems tract under polarised light. Qm = monocrystalline quartz, f = K-feldspar, m = mudstone clast, b = biotite, c = spathic calcite cement. Cementation took place during early diagenesis. c. Santa Maria 1 Sequence: coarse-grained sandstone from the lowstand systems tract under polarised light. Qm = monocrystalline quartz, Qpm = metamorphic polycrystalline quartz, c = chalcedony cement. Arrow indicates a K-feldspar grain. The framework grains display punctual contacts or are floating, in both cases suggesting a very early diagenetic cementation. d. Santa Maria 2 Sequence: coarse-grained sandstone from the lowstand systems tract (under natural light) exhibiting infiltrated clay (ic) as a result of the ephemeral nature of the fluvial system. Qm = monocrystalline quartz. Arrows indicate shrinkage pores due to infiltrated clay contraction during diagenesis.

Fig. 11 - Diagrams showing total feldspar (Ft, a) and total sedimentary lithic fragments (Ls, b) trends in sandstones from the studied sequences representing recycled and first cycle detritus, respectively. Notice the significant content of recycled detritus in the Sanga do Cabral Supersequence and first cycle grains (feldspars related to granite-gneiss terrain) in the Santa Maria Supersequence.

Fig. 12 - Palaeogeographic maps and geological cross sections of Southwestern Gondwana relative to the Triassic (continental margins and palaeolatitudes after Veevers et al., 1994a).

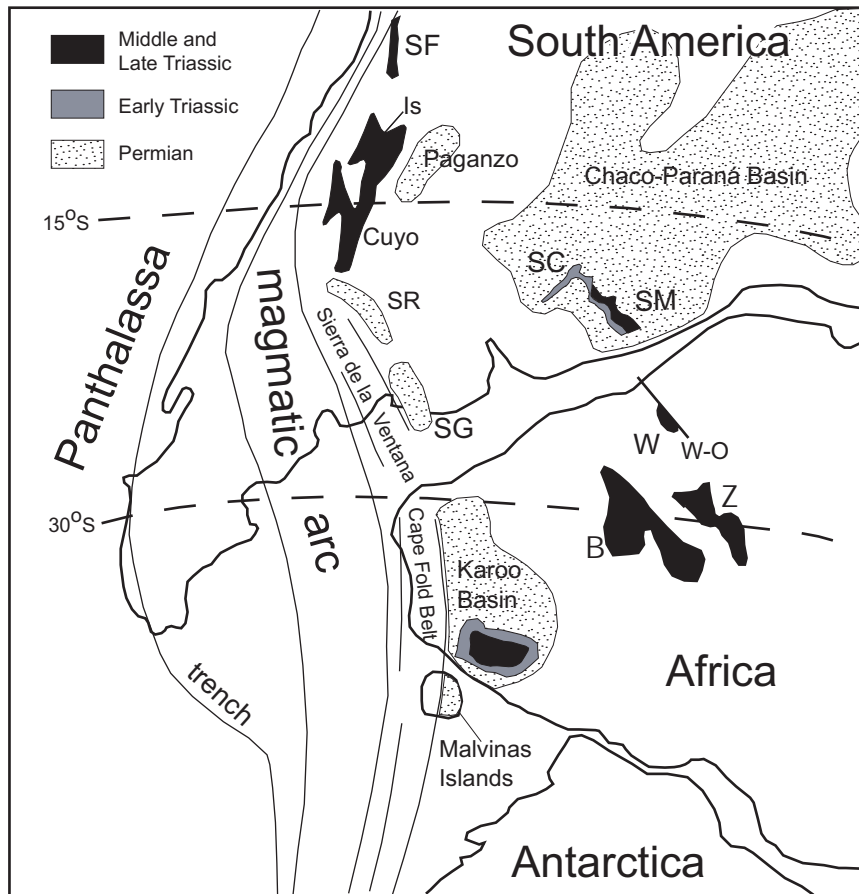


Fig. 1 - Zerfass et al.

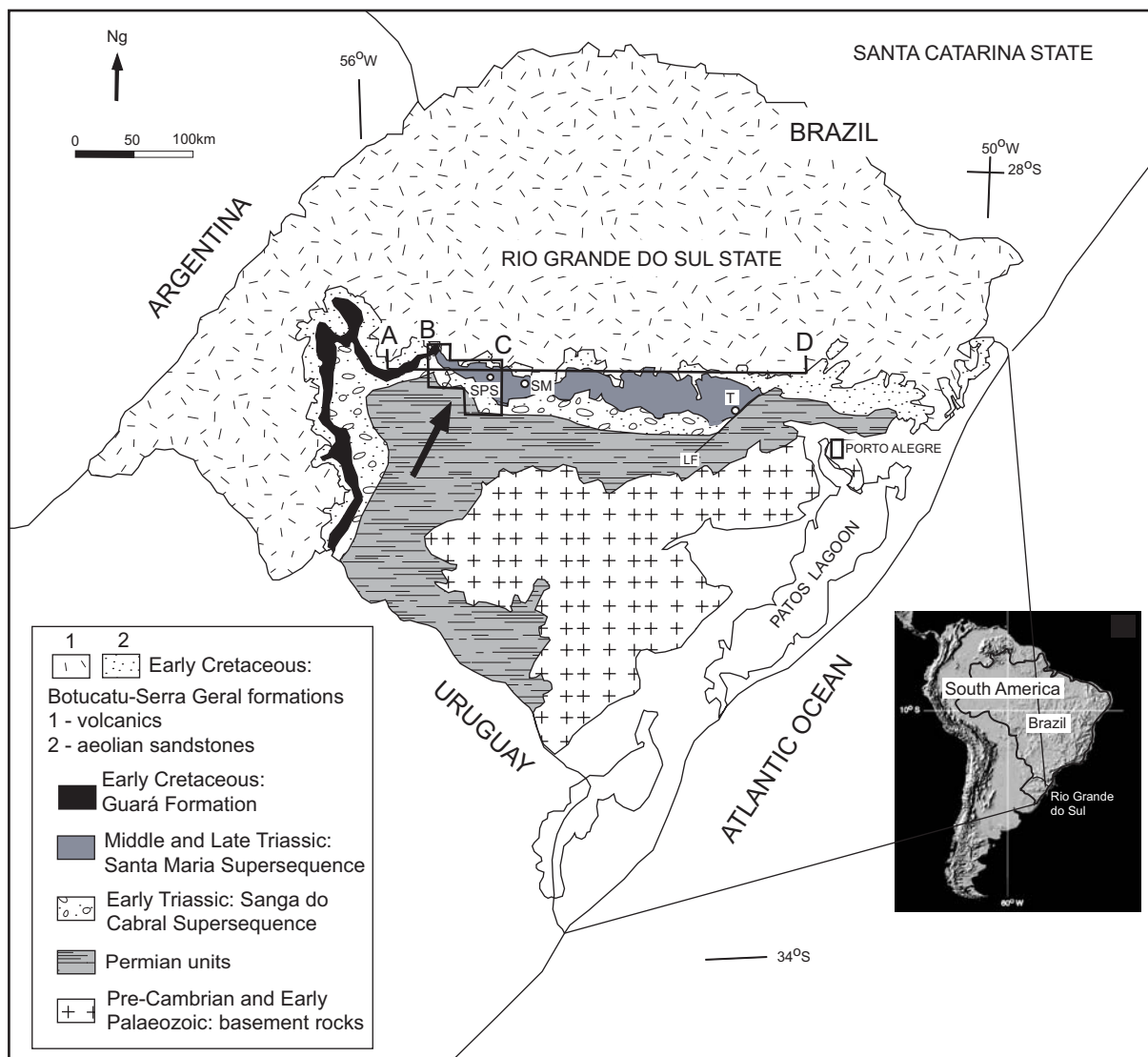
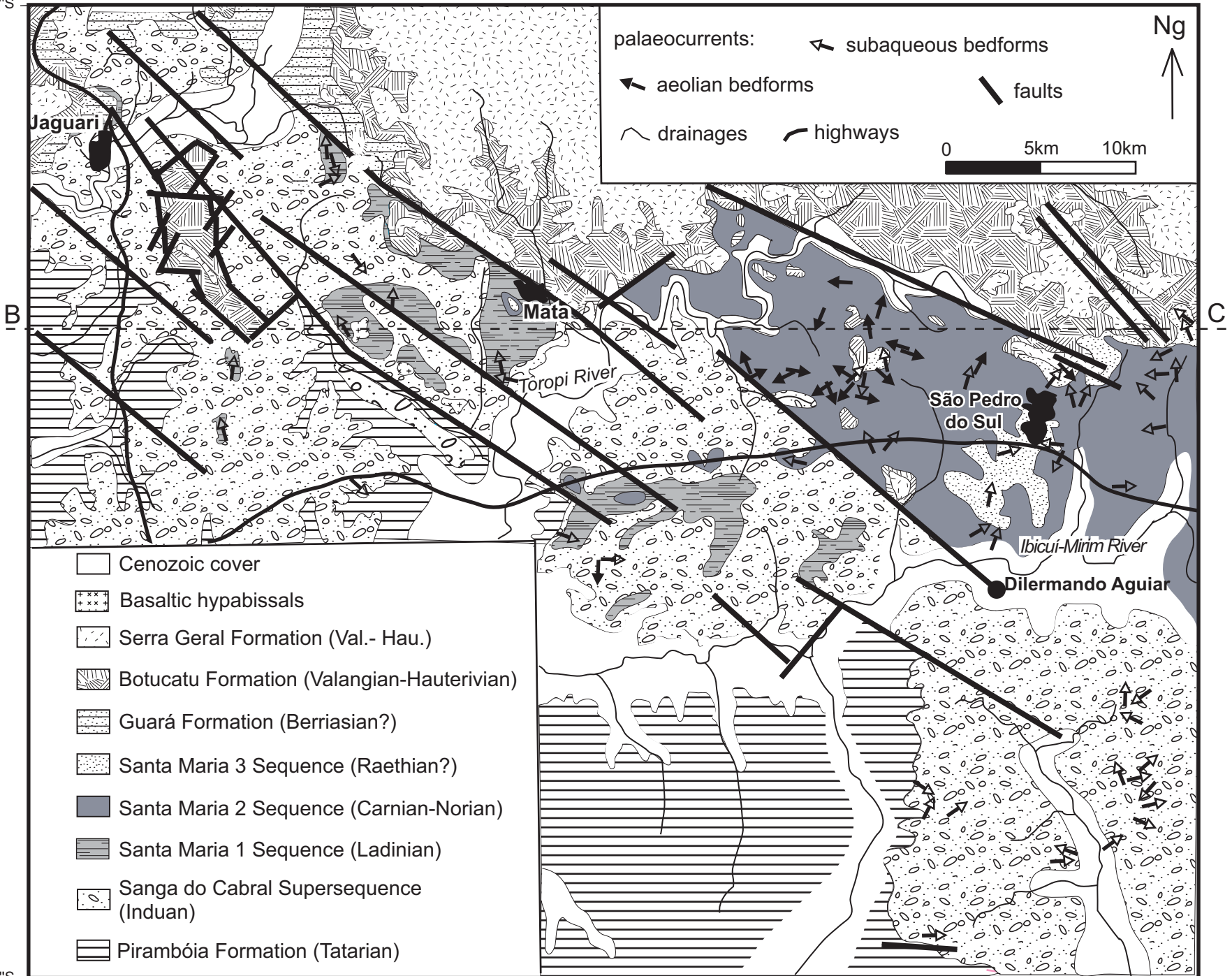


Fig. 2 - Zerfass et al.

Fig. 3 - Zerfass et al.

29°24'52"S



29°53'14"S

54°44'32"W

54°05'47"W

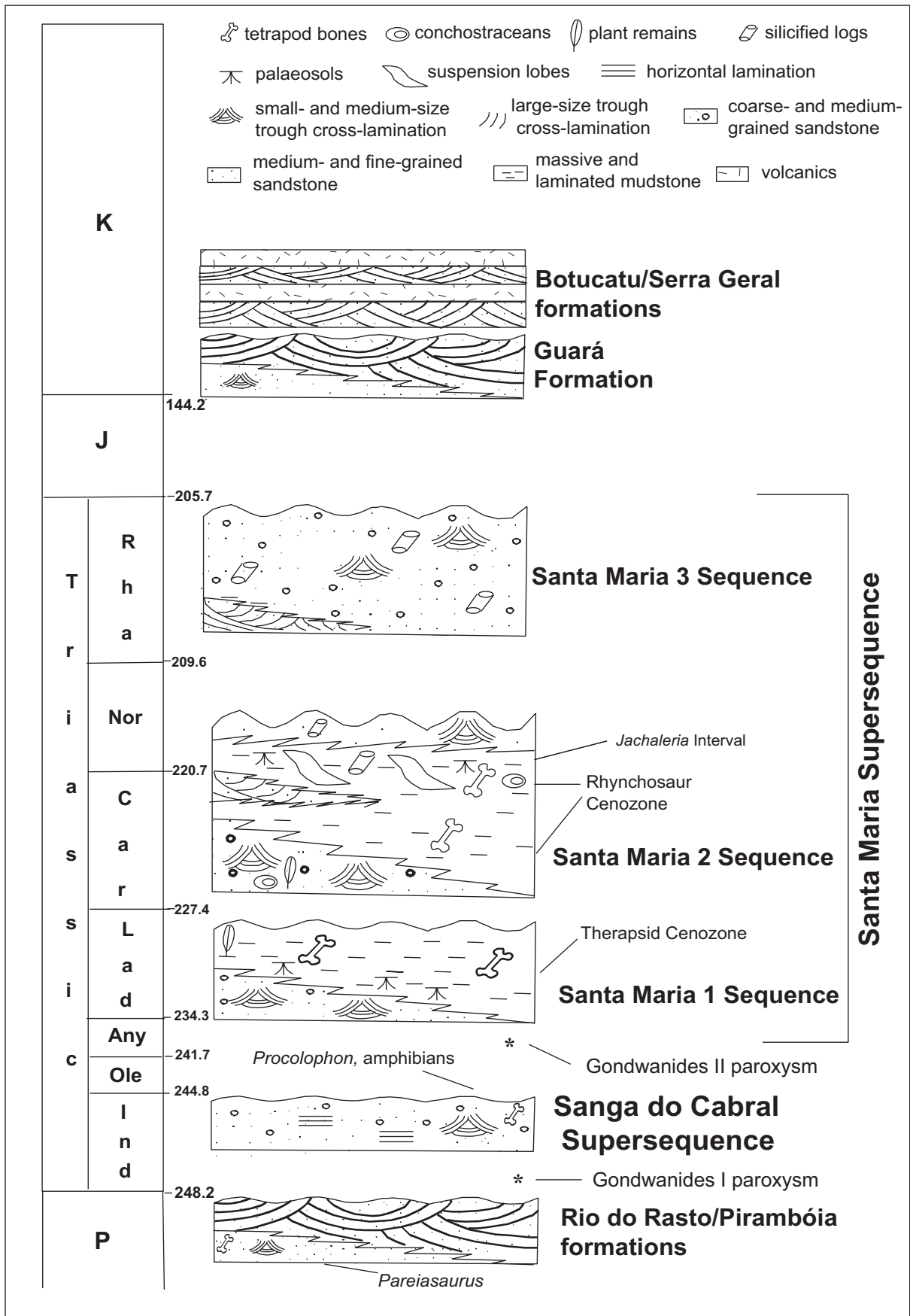


Fig. 4 - Zerrfass et al.

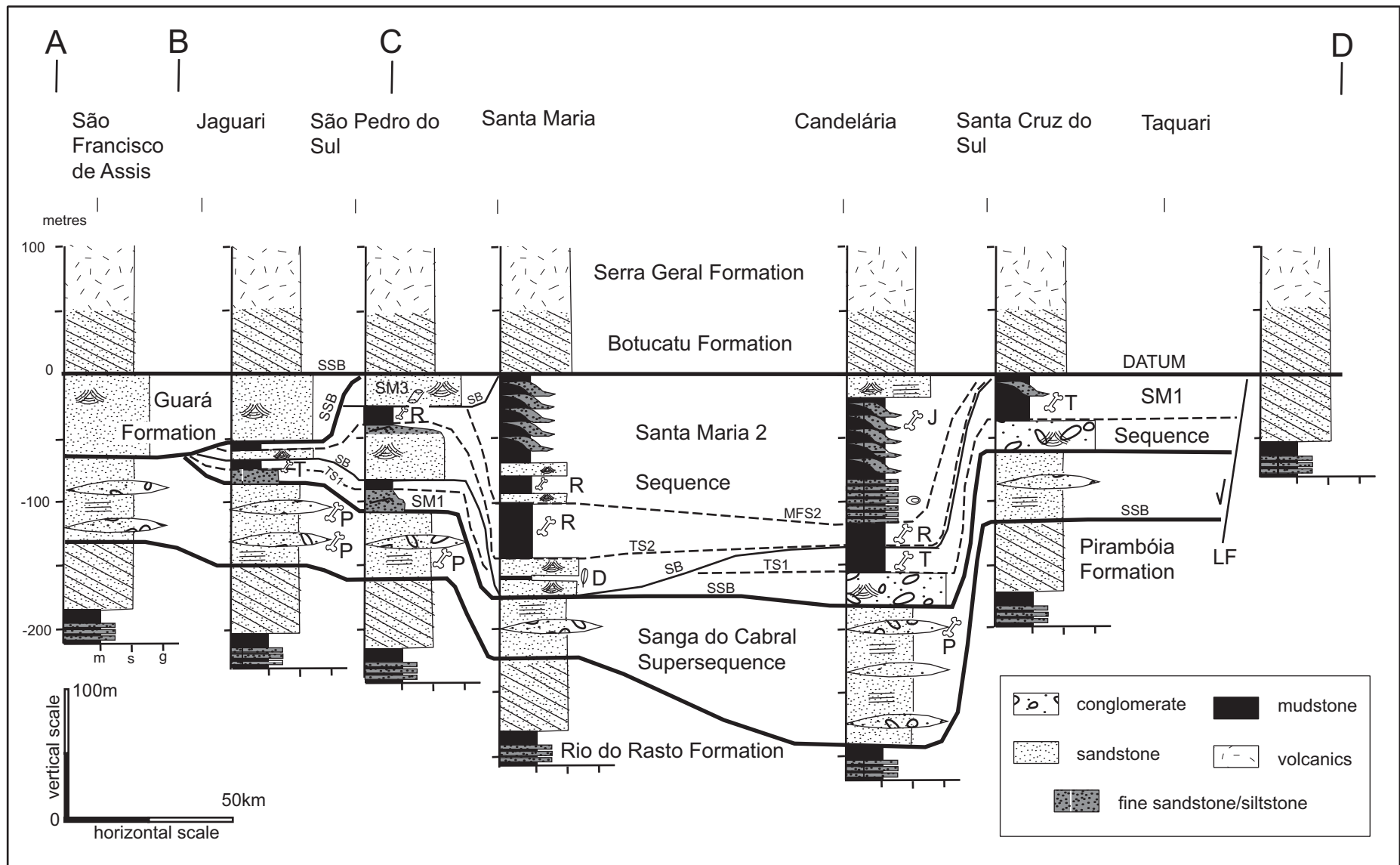


Fig. 5 - Zerfass et al.

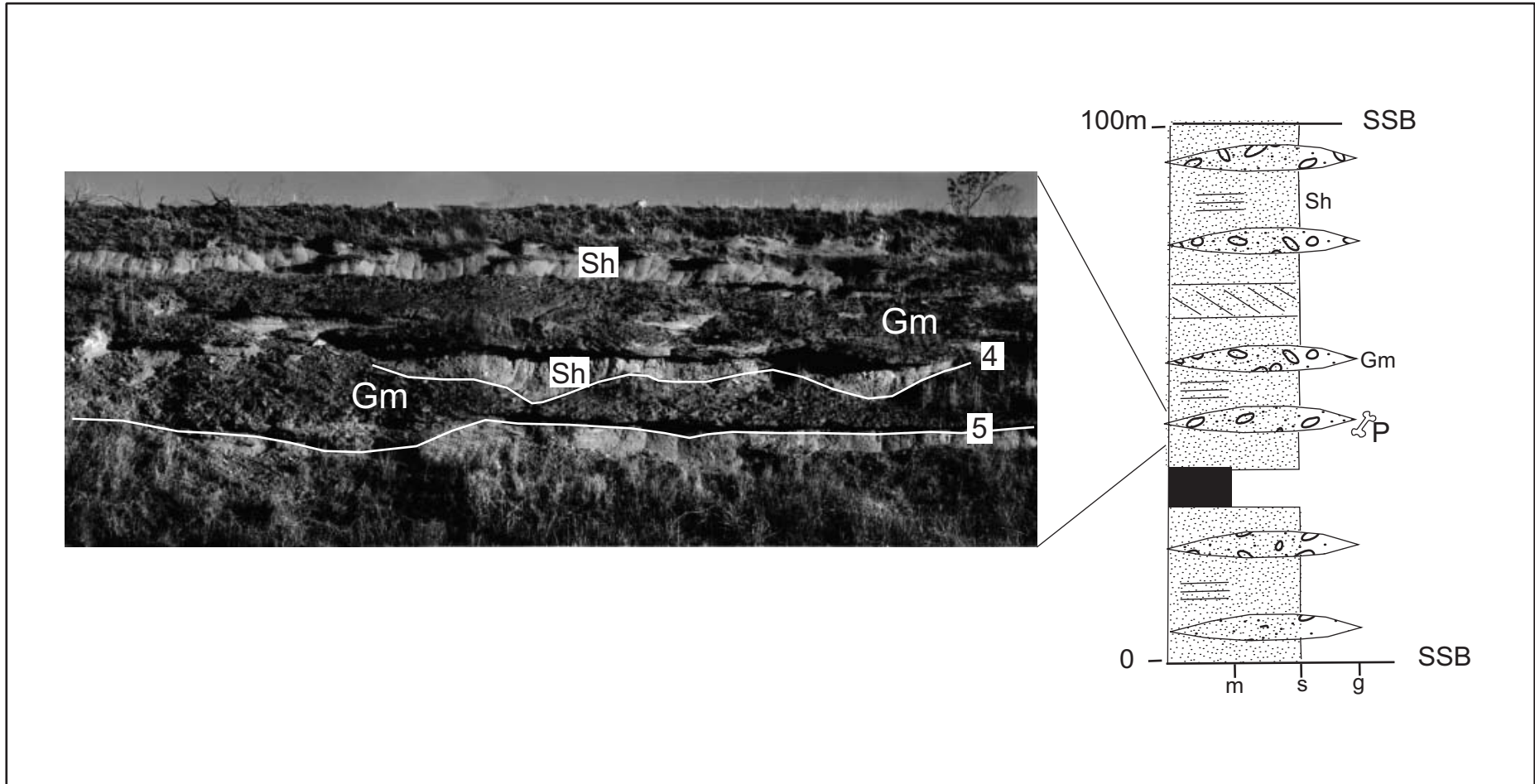


Fig. 6 - Zerfass et al.

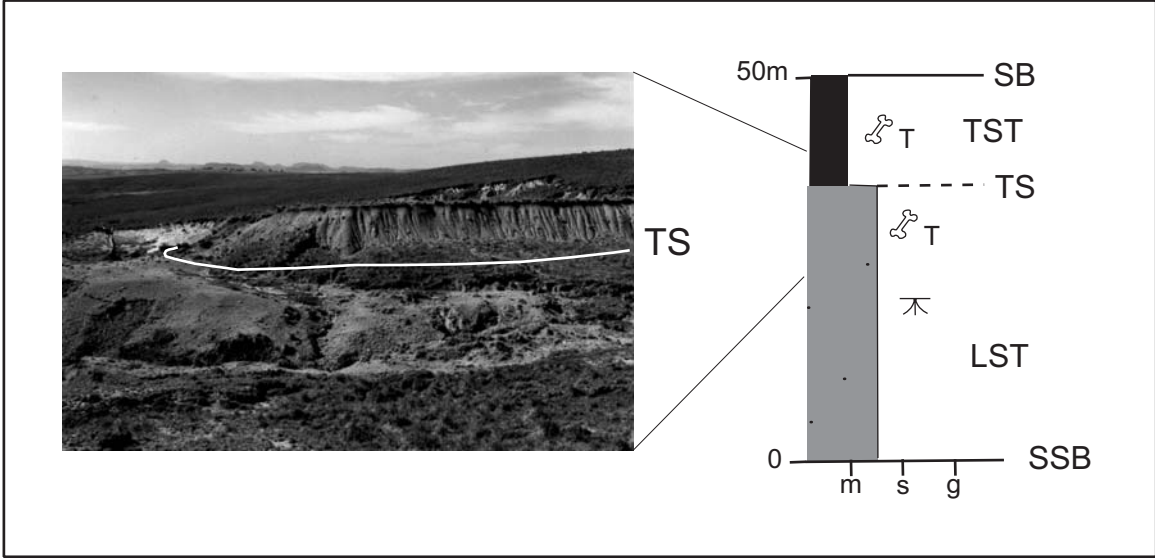


Fig. 7 - Zerfass et al.

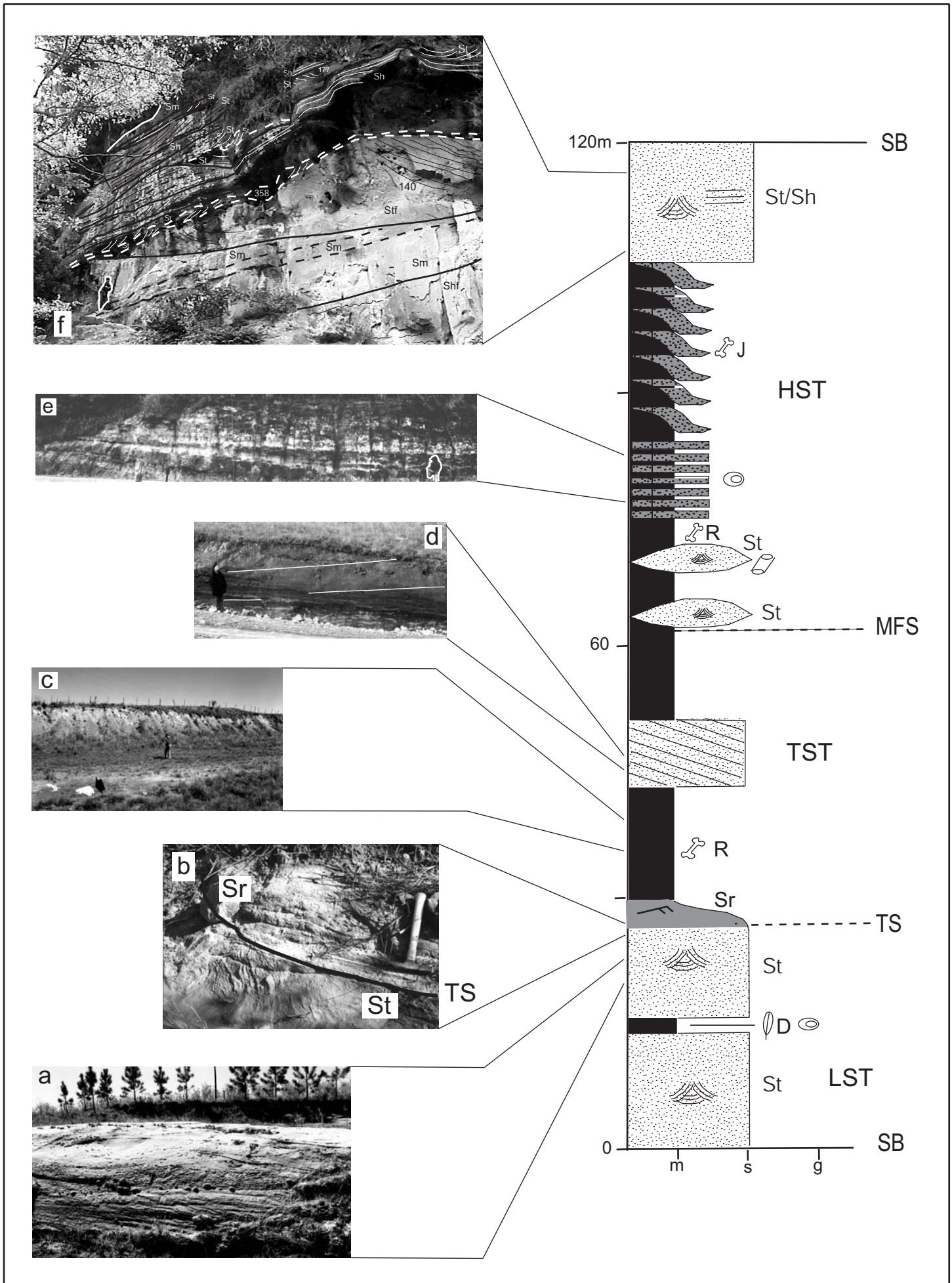


Fig. 8 - Zerfass et al.

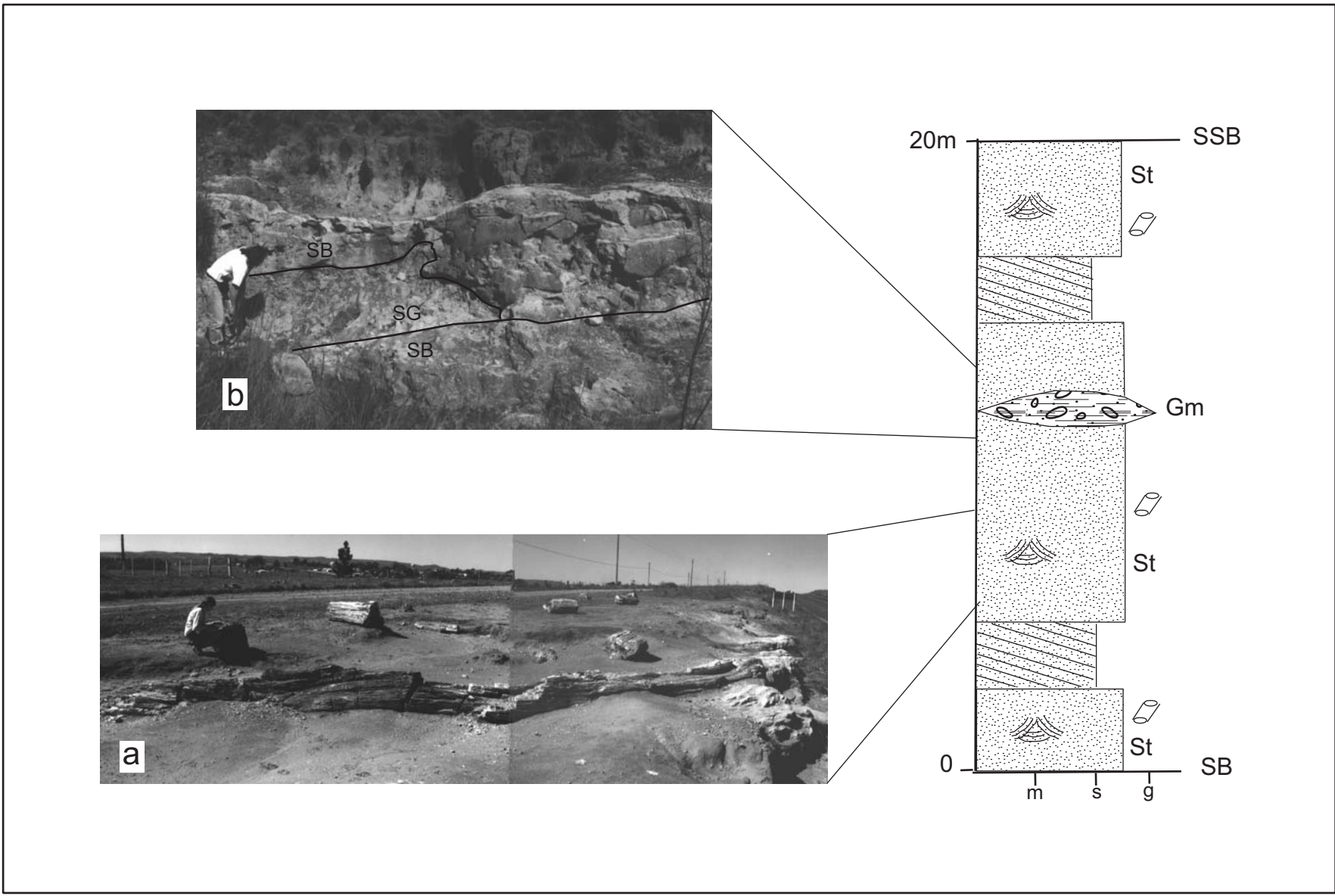


Fig. 9 - Zerfass et al.

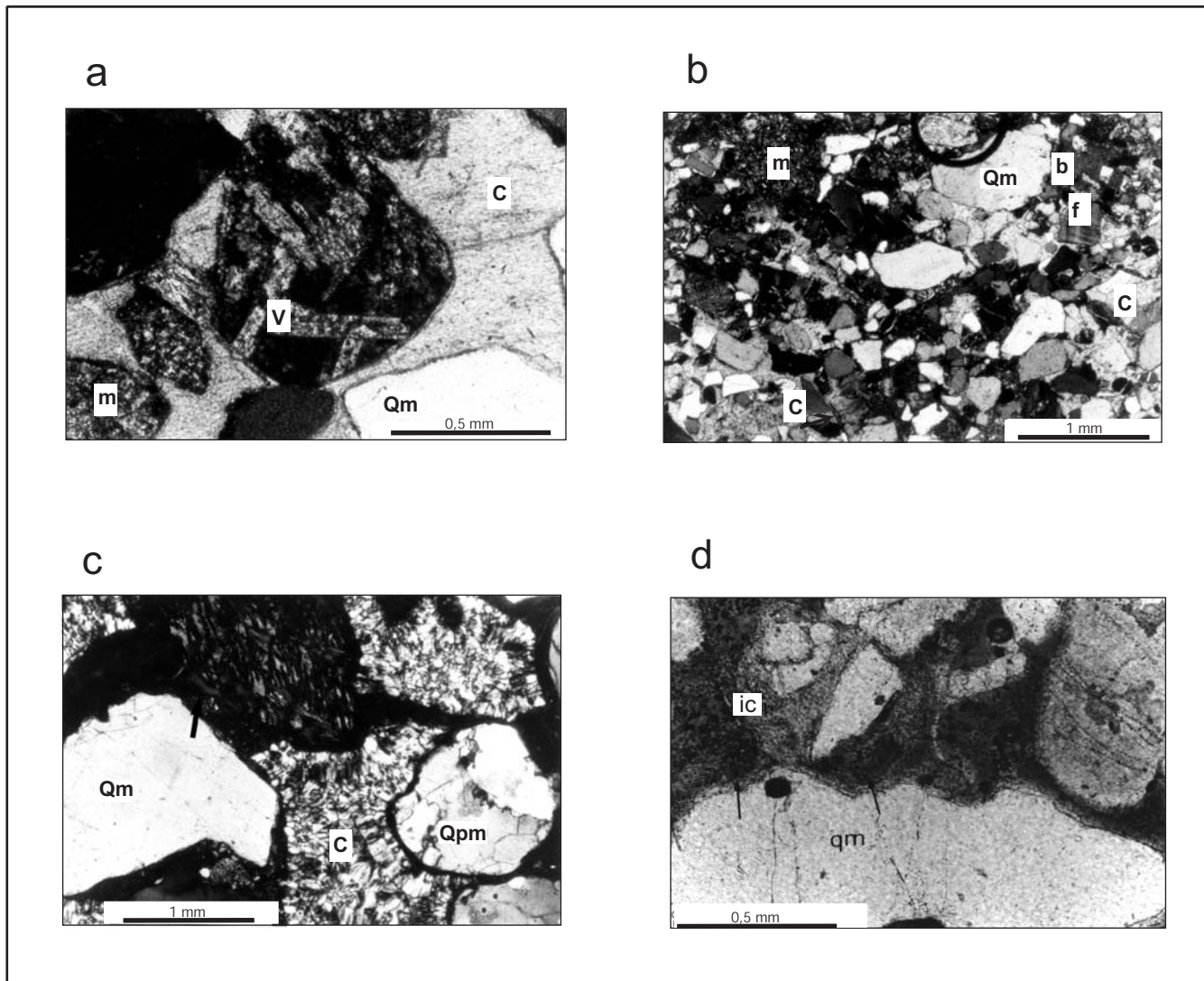
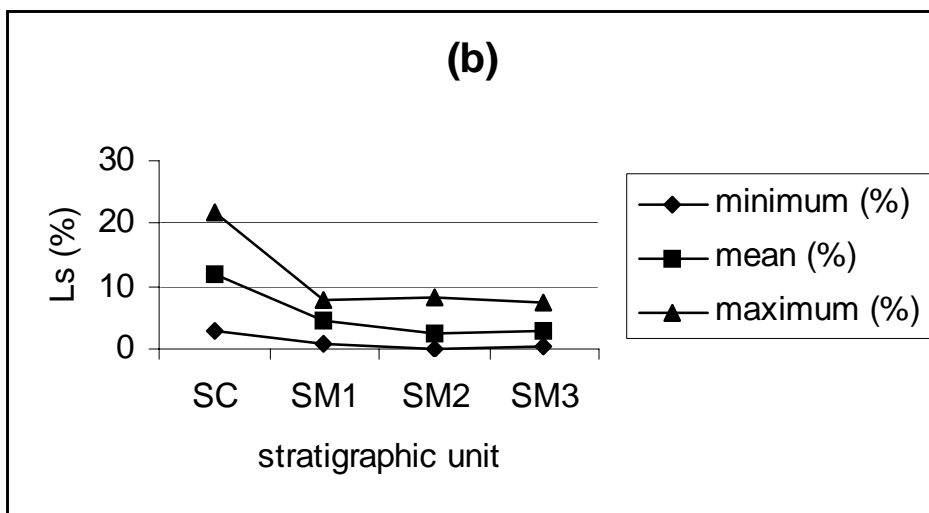
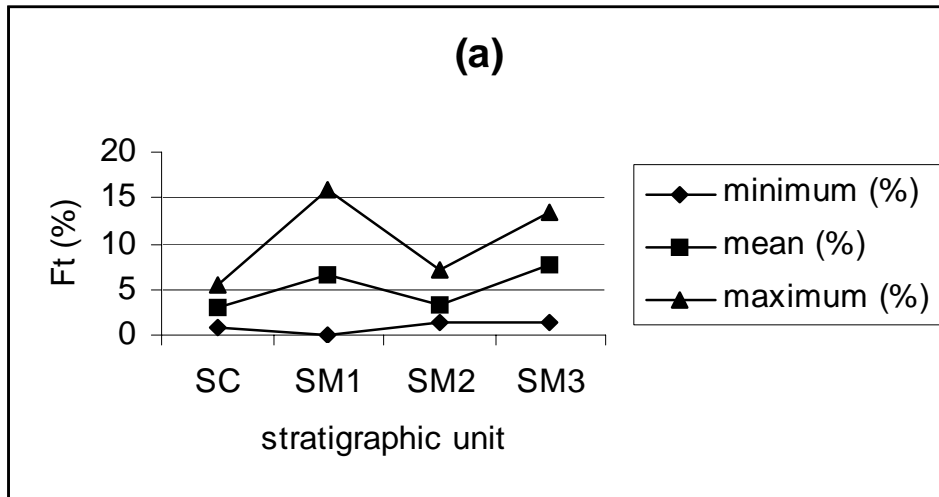
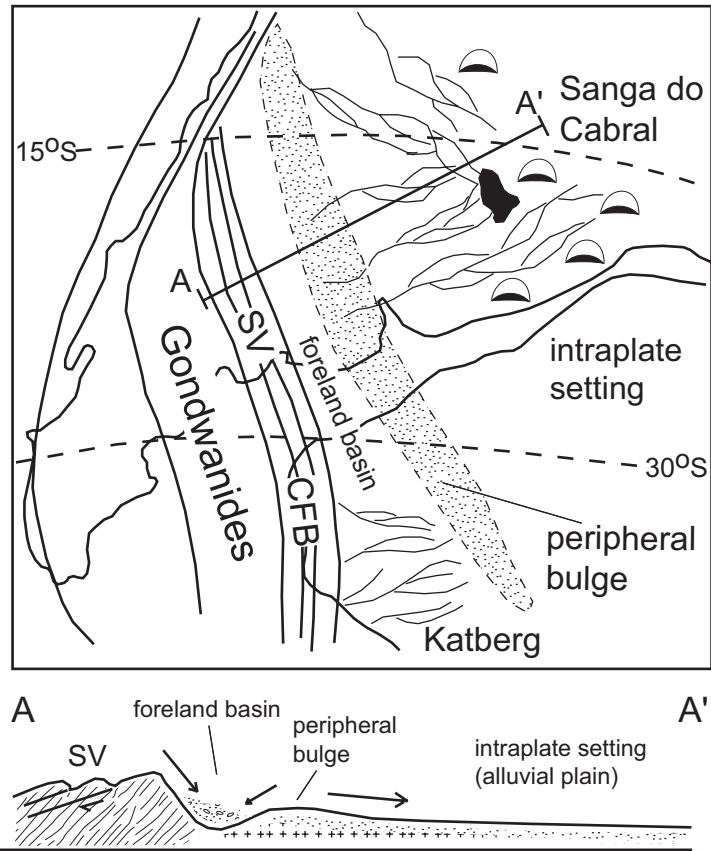


Fig. 10 - Zeffass et al.

Fig. 11 - Zerfass et al.



a - Early Triassic (about 247m.a.): Gondwanides I uplift



b - Middle Triassic (about 230m.a.): Gondwanides II uplift; first stage of rifting in foreland and intraplate settings.

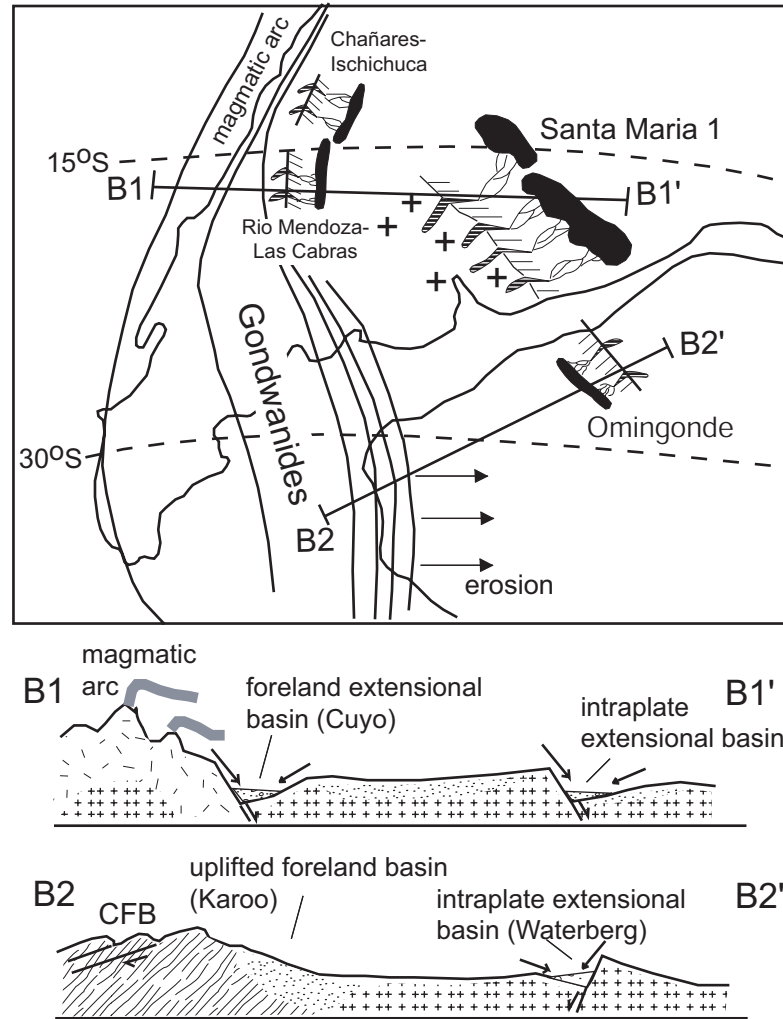


Fig. 12 - Zerfass et al.

c - Late Triassic (about 223m.a.): Gondwanides II uplift; second stage of rifting in foreland and intra-plate settings.

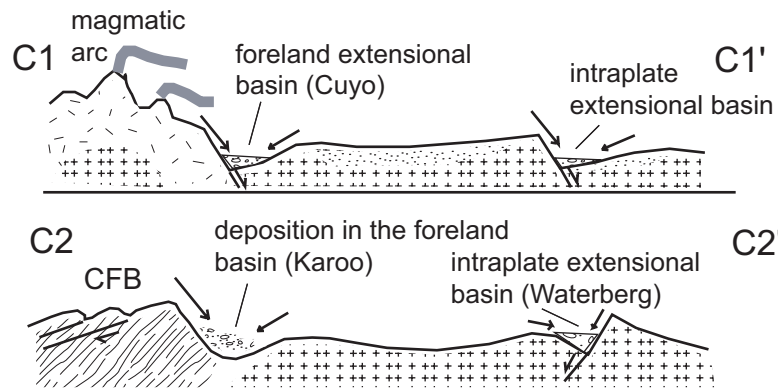
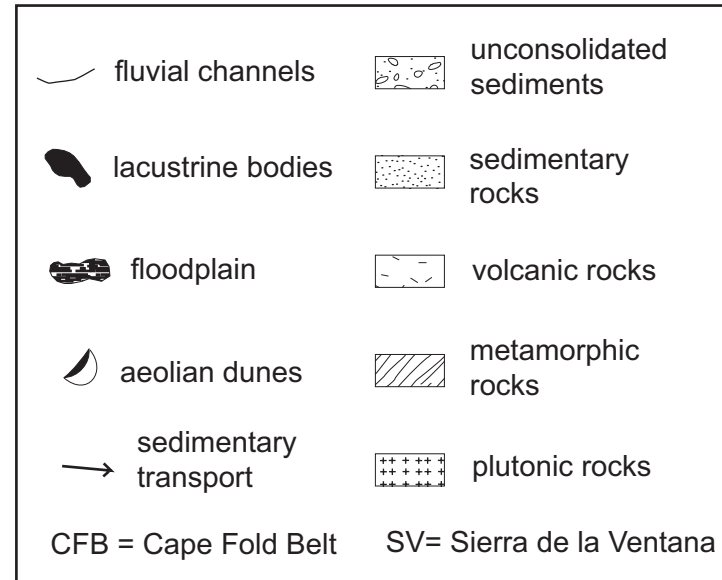
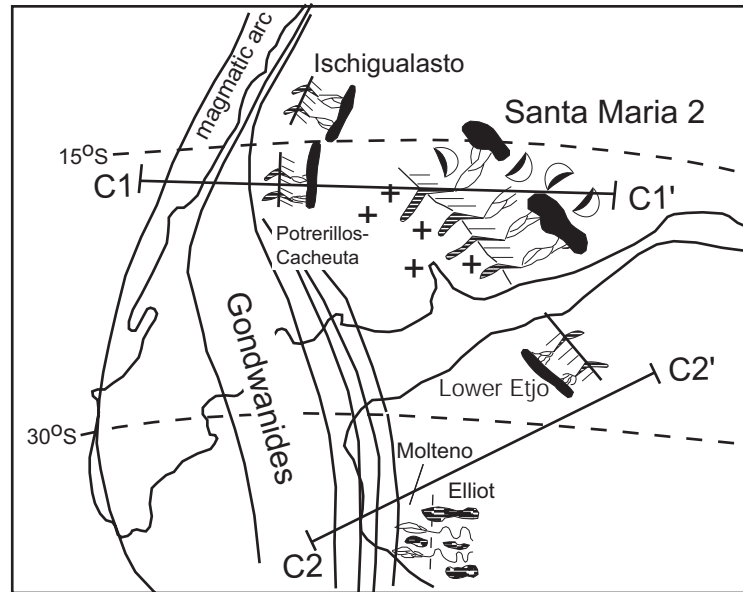


Fig. 12 - Zerfass et al.

7.2. Artigo II

ZERFASS, H., CHEMALE JR., F., LAVINA, E. L. Tectonic control of the Triassic Santa Maria units of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. Submetido ao Gondwana Research.

Este artigo consiste basicamente no teste da hipótese de que a Superseqüência Santa Maria teria sido depositada em uma bacia *rift*, consistindo na mais ocidental bacia de um sistema de *rifts* intraplaca que se iniciava no sudeste da África (Tanzânia). No artigo são buscadas evidências de que o sistema de falhas Waterberg-Omaruru, sabidamente controlador da sedimentação triássica da Bacia Waterberg (Namíbia), ter-se-ia estendido até o Rio Grande do Sul, com influência na sedimentação da Superseqüência Santa Maria. A comparação com a Namíbia deve-se ao fato de que a Bacia Waterberg seria a mais próxima do Rio Grande do Sul dentro do mencionado sistema de bacias *rift*. O teste da hipótese foi realizado através de análise estrutural utilizando-se imagens de RADAR, fotografias aéreas e estudos de afloramento. Ao final, com os resultados obtidos, discute-se um modelo de evolução geotectônica do sul do Brasil e do sudoeste da África do Neopaleozóico ao Cretáceo.

De: Rudolph Trouw <rajtrouw@hotmail.com>
Para: henrique.zerfass@ufrgs.br <henrique.zerfass@ufrgs.br>
Data: Quarta-feira, 9 de Abril de 2003 21:20
Assunto: reception of manuscript

Dear Dr. Zerfass,

This is to confirm the reception of your manuscript: "Tectonic control of the Triassic Santa Maria units of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia", by H. Zerfass, F. Chemale, E.L. Lavina.

The manuscript has received the Index Number: GR # 352, to be mentioned in all correspondence. I shall send the manuscript to reviewers and inform you as soon as possible about their judgment. Sincerely yours,

Rudolph Trouw
 Regional Editor, Gondwana Research

Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia.

Henrique Zerfass^a, Farid Chemale Jr.^b, Ernesto Lavina^c

a Programa de Pós-Graduação em Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul- Porto Alegre - RS - Brasil

b Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Porto Alegre - RS - Brasil

c Programa de Pós-Graduação em Geologia - Universidade do Vale do Rio dos Sinos - São Leopoldo- RS - Brasil

Abstract

Middle and Late Triassic Santa Maria Supersequence (Rio Grande do Sul State, Southernmost Brazil) would represent the fill of the westernmost basin of a system of *en échelon* small basins that would extend eastward to Eastern Africa, according to the hypothesis proposed by Martin (1961). The Waterberg Basin from Namibia would be the adjacent basin within the system. It is clearly a rift basin controlled by the extensional Waterberg-Omaruru Fault. We extend this structure to South America where it consists in a NW-strike ($Az=290^\circ$ approximately) anastomosed fault zone in Rio Grande do Sul State, using RADAR images and aerial photographs. Field structural analysis with stratigraphic control in different areas led to the recognition of two populations of NW-strike fractures, named A-type and B-type. A-type fractures ($Az=280^\circ-310^\circ$) occur in the Sanga do Cabral Supersequence (Early Triassic, Rio Grande do Sul State), and are interpreted to be an extension of the Waterberg-Omaruru Fault during that time. B-type fractures ($Az=295^\circ-345^\circ$) are observed in all studied stratigraphic units, from Sanga do Cabral Supersequence to Botucatu/Serra Geral formation (Early Cretaceous). Based on these results we propose that a remote extension to $Az=020^\circ$ approximately reactivated structures of the Damara Belt, Namibia, that grew towards Rio Grande do Sul State forming an anastomosed normal fault system and an associated rift basin by Early-Middle Triassic. The A-type faults were preferentially active by this phase and the B-type ones were secondary link segments within the anastomosed system. During the Gondwana break-up and South Atlantic opening (rift to proto-oceanic phase, Aptian) the B-type fractures were reactivated as normal faults under a remote extension to $Az=050^\circ$ approximately.

Keywords: Triassic, Santa Maria Supersequence, Waterberg-Omaruru Fault, Waterberg Basin, fracture analysis.

1. Introduction

The Triassic sedimentary deposits of SW Gondwana record an important transition stage of Pangea towards to its fragmentation and therefore formation of African and South American continents at 130m.y. This period is important because it occurred the development of dinosaurs and is characterized by the establishment of a sub-arid climate which evolved to a vast desert in the Early Cretaceous, extending from Southern South America to Africa. One of important issues is the tectonic setting of the sedimentary deposits and also the

connection between Triassic deposits of South Brazil and South Africa. The first correlation study of Triassic deposits of South Brazil ("Santa Maria beds"), Namibia, Zambezi region and Tanzania has been published by Martin (1961) who proposed a system of tectonically active small basins with an *en échelon* arrangement (Fig. 1a) to explain their sedimentation. More recent works have dealt that these basins on the African side would be rifts related to an extensional phase (Martin, 1982; Wopfner and Markwort, 1991; Wanke et al., 1998; Holzförster et al., 1998, 1999) but nevertheless discussed in a broadly tectonic context. In addition to that, the investigation of Brazilian coeval deposits - the Santa Maria Supersequence (sensu Zerfass et al., 2003) - suggests that they are part of the intracratonic Chaco-Paraná basin (fig. 1b). We argue that the areal restriction and the geometric disposition of the Santa Maria Supersequence are more compatible with the African small basins than the extensive deposition of the Paraná Basin as can be observed for the Permian time.

The sedimentary infill of the Santa Maria Supersequence is roughly coeval to the South African basins (Fig. 2). The African basins were controlled by reactivated faults of the Damara-Katanga-Mozambique mobile belt during Triassic. Based on a method of multi-scale evaluation of fracture populations using remote sensing and outcrop structural analysis we try to trace the extension of those faults to South America. Furthermore an approach of tectonic scenario from Permocarboniferous to Cretaceous is also discussed.

2. Methodology

The research work was performed in a regional scale comprising the Rio Grande do Sul State (RS), located in Southernmost Brazil (figs. 3, 4). Specific interesting areas within the RS were studied on a detail scale (Fig. 4). The work procedure comprises four main phases as follows:

(1) Identification of the probable shear zones that could be the South American extension of the Damara main faults such as Waterberg-Omaruru and Huab faults from Namibia. This phase began by comparing different palaeogeographic reconstructions of this sector of Gondwana to know the orientation and the geographical position of the supposed fracture systems on RS. The research followed by the recognition of the probable fracture systems on RS using small-scale RADAR image (1:1,000,000) to produce a fracture map and establish a work hypothesis.

(2) Checking the objective existence of the fracture systems. By this phase we used major scale RADAR images (1:250,000) and aerial photographs (1:110,000) of chosen areas and field study to test the work hypothesis. The field study consisted of geometric and

kinematic analysis of the mesoscale tectonic features represented by faults and their elements (fault planes, slicken-lines, etc.).

(3) Understanding the fault kinematics. We analyzed kinematic indicators to understand the relative block motions taking into account that the last deformation phase during Gondwana break-up and South Atlantic opening (Cretaceous) reactivated mostly main faults in the study area.

(4) Recognition of pre- and post-Santa Maria Supersequence deformation phase. In order to recognize different structural families (genetically related) we compare the fracture patterns of the Middle to Late Triassic units (Santa Maria Supersequence) with those patterns of underlying and overlying beds represented by Early Triassic units (Sanga do Cabral Supersequence) and Early Cretaceous units (Botucatu and Serra Geral formations), respectively.

3. Geological setting

The Southwestern Gondwana has a Precambrian basement, composed by Archaean and Early Proterozoic cratonic areas such as Rio de la Plata, Kalahari and Congo cratons and Late Proterozoic to Early Palaeozoic (Brazilian-Pan-African age) mobile belts such as Dom Feliciano (DF), Gariép (G), Kaokoveld (K) and Damara-Katanga-Mozambique (DKM) belts (Fig. 3). Palaeozoic and Mesozoic sedimentary deposits occur overlying the basement (Fig. 3). In RS State, Permian age rocks cover the basement (figs. 3, 4). Early Triassic (Induan) Sanga do Cabral Supersequence (*sensu* Zerfass et al., 2003) occurs in the same region (Fig. 3) and it is important because it constitutes the basement of the Santa Maria Supersequence.

Early Triassic (Olenekian) to Latest Triassic (Rhaethian) or Early Jurassic sedimentary rocks represent the fill of small rift basins on the African side such as Waterberg, Mid-Zambezi, Cabora-Bassa and Ruhuhu basins (figs. 1a, 2) that are controlled by reactivated faults of the DKM. The Brazilian correlated deposits are the Santa Maria Supersequence (figs. 1a, 2, 4). Rift-related basins occur in western Argentina and Chile in a foreland tectonic setting that are not discussed in this paper.

Volcanic rocks related to the Jurassic Karoo volcanism occur as small deposits on Southern Africa (Fig. 3). Early Cretaceous sedimentary deposits (Fig. 3) - the Guará and Botucatu formations - are coeval to Upper Etjo Formation from Namibia. Early Cretaceous volcanic Serra Geral-Etendeka formations (Fig. 3) and Cenozoic sedimentary cover represent the younger units.

There are important shear zones that define the main crustal blocks in the Sul-Riograndense Shield such as Dorsal de Canguçu and Ibaré ones (Fig. 5) with their origin

reported to the Brasiliano Cycle. According to Costa (1997) significant gravimetric and magnetic anomalies are associated to these shear zones (Fig. 5). This fact indicates that the shear zones are the boundaries between different crustal levels. The shear zones were reactivated probably during many events since the Brasiliano Cycle.

4. Extension of Waterberg-Omaruru fault system to South America

The position and orientation of the supposed segments of the Damara faults on South America is the first question to be solved. The palaeogeographic reconstructions of South America and Africa by Gondwana times present different geological nick points, and distortions at specific regions are common. We choose a suture using Serra Geral and Etendeka rocks as proposed by Milner et al. (1995) as can be seen at Fig. 3. Nevertheless, we test other palaeogeographic reconstructions (Scotese et al., 1979; Porada, 1979; de Wit et al., 1988). The alternative positions of the Waterberg-Omaruru fault on RS State are shown at Fig. 3. As can be observed, the fault orientation is the same (NW-strike) and the fault position does not shift significantly despite the reconstruction adopted. The NW-strike is compatible with the dominant northeastward palaeocurrent trend of the fluvial and deltaic systems of the Santa Maria Supersequence as presented by different authors (e.g. Andreis et al., 1980; Faccini, 1989; Scherer, 1994; Zerfass et al., 2000, Zerfass et al., 2003).

Based on these constraints we search NW-strike fracture systems on the RS State using 1:1,000,000 RADAR image. We obtained an anastomosed fracture system with the expected strike linking the fracture segments (Fig. 4). NW-strike fracture systems on RS were also reported by Picada (1970) and Frasca and Lisboa (1993).

The Ibaré Fault, which belongs to the abovementioned fracture system, is in part coincident with an important gravimetric anomaly that juxtaposes tectonic terrains of different crustal levels (SGGA at Fig. 5). Fission track data suggest that these NW-strike structures have been active since the Palaeozoic through Cretaceous (Borba, 2001; Borba et al., 2002), so they deformed also the Triassic deposits.

5. NW fracture system in southernmost Brazil

We made field structural studies at some areas on RS State as can be seen at Fig. 4. The contour stereograms at Fig. 4 (1, 2a, 3a, 4a) show the relevant presence of the NW-strike fractures at the outcrop scale. Some NW-strike planes contain slickenside lineations (Fig. 4 - 2b, 3b, 4b, 4c) suggesting that shear movements occurred by some phase of their evolution.

We also choose two areas to analyze with imaging on major scales those indicated as A and B at Fig. 4. Area A is shown on the RADAR image at original scale of 1:250,000 (Fig. 6), where we can see the structures of the eastern region of RS State. It is made up of granite-gneissic Dom Feliciano Belt (Chemale Jr., 2000) of Brasiliano-Pan-African age that is dominated by NE-strike lineaments. However, NW-oriented faults are recognized as segments up to 6km.

Area B (Mid-West of RS State, Figs. 4, 7) is represented by the Late Permian to Early Cretaceous sediments and volcanic lavas of the Serra Geral Formation (the Paraná Basalts). The lineament analysis was carried out in aerial photographs at scale 1:110,000 where NW-structures are distributed at two main populations with $Az=280^{\circ}$ - 290° and $Az=310^{\circ}$ - 320° . The NW-strike fracture segments are up to 15 km long. NE-strike ($Az=040^{\circ}$ to $Az=065^{\circ}$) and E-W-strike ($Az=90^{\circ}$) fractures are also recognized but their segments are shorter than the NW ones. Based on systematic structural analysis at mesoscopic scale of the six specific areas (Fig. 7) we can recognize also NW-trending fractures/faults (Fig. 8) which we divide into population A ($Az=280^{\circ}$ - 290°) and B ($Az=300^{\circ}$ - 340°). The population A is well represented in the diagram of the area 1 (Fig. 8) where both populations A and B have been measured. On the diagram of the area 2 (Fig. 8), only population A occurs, whereas in the diagrams of the areas 3 to 6 (Fig. 8), only population B is represented. Some NW-strike planes present slickenside lineations (Fig. 8 - 1b, 3b, 5b, 6b).

6. Study of the kinematic indicators

The kinematic indicators observed are slickenside lineations (striae, mineral fibres), conjugate Riedel shears, drag folds and displaced markers (fractures, veins, beds and silicified logs). The slickenside lineations are shown with the respective planes at the stereograms of the Figs. 4 (2b, 2c, 3b, 4b, 4c) and 8 (1b, 3b, 4b, 5b, 6b). The relative movements - normal or directional - pointed out by the other kinematic indicators are also presented at Fig. 7. As there are evidences that the studied faults were active by post-Early Cretaceous times the study of kinematic indicators supplies information only about the last deformation phase.

Usually, the NW-strike planes present a dominance of normal slickenside lineations (Fig. 4 - 2b, 3b; Fig. 8 - 5b), whereas the NE-strike planes exhibit highly oblique slickenside lineations (Fig. 4 - 2c and Fig. 8 - 1b, 3b, 4b). This data lead us to interpret NW-strike planes as normal faults and NE-strike ones as transfer segments. Other kinematic indicators (such as stratigraphic markers) point out to normal displacements of the NW-strike faults (Fig. 7) too.

7. Comparison of the fracture pattern of the Sanga do Cabral, Santa Maria and Botucatu/Serra Geral units

We compare the fracture pattern of the Santa Maria Supersequence and its immediately underlying (Early Triassic Sanga do Cabral Supersequence) and overlying units (Early Cretaceous Botucatu and Serra Geral formations) to distinguish those deformation phases pre- and post Santa Maria Supersequence, respectively. The study was carried out on outcrops near São Pedro do Sul Town (comprising areas C on Fig. 4 or areas 1, 3 and 4 on Fig. 7) and Rio Pardo Town (area D on Fig. 4). One single outcrop where Santa Maria Supersequence overlies Sanga do Cabral Supersequence (Cachoeira do Sul outcrop, Fig. 4) was also analyzed.

Fig. 9 shows contour stereograms representing poles of fracture planes of the São Pedro do Sul zone, as follow:

- (i) The stereogram of the Sanga do Cabral Supersequence (Fig. 9a) exhibit two well-defined dominant populations of NW-strike fractures, A-type and B-type as already defined; this unit also presents a NE-strike population.
- (ii) The dominant populations of the Santa Maria Supersequence (Fig. 9b) are ENE- and B-type NW-strike while the A-type population is subordinate .
- (iii) Botucatu/Serra Geral formations (Fig. 9c) reveal a dominance of B-type NW-strike and ENE-strike populations.

The B-type NW-strike and ENE-strike fractures were reactivated by post-Early Cretaceous times according to the results obtained in the Botucatu/Serra Geral formations (Fig. 9c). Using these informations, the B-type NW-strike and ENE-strike populations of the Sanga do Cabral Supersequence (Fig. 9a) are related to the post-Early Cretaceous deformation phase. We interpret also the dominant ENE-strike populations of the Santa Maria Supersequence (Fig. 9b) as related to this later phase. On the other side, because the A-type NW-strike population is well-defined only in the Sanga do Cabral Supersequence (Fig. 9a) we suggest that these fracture system may be reactivated by the time interval between the final of the deposition of the Sanga do Cabral Supersequence and the beginning of the deposition of the Santa Maria Supersequence.

Similar results were obtained by the study of the mosaic of aerial photographs and associated outcrops (Fig. 7). On the outcrop area of the Late Permian and Early Triassic units (e.g. areas 1 and 2 on the Fig. 7) A-type and B-type NW-striking fractures are detected equally. The A-type NW-strike is not detected or is subordinated on the outcrop area of the Middle to Late Triassic and Early Cretaceous units (e.g. areas 3, 4, 5 and 6 on the Fig. 7).

Two NW-strike fracture populations are also identified on the Rio Pardo zone and are observed both in the Sanga do Cabral and Santa Maria units. As can be seen at Fig. 10a, there are a dominance of the A-type ($Az=295^{\circ}$ - 315°) in the Sanga do Cabral and of the B-type ($Az=320^{\circ}$ - 345°) in the Santa Maria Supersequence. Although there is a local shift of the absolute strike values, the behavior of the two populations per stratigraphic unit is very similar to that of the São Pedro do Sul zone.

Based on systematic measurement of the fractures planes in the Cachoeira do Sul outcrop we recognized different patterns for the Sanga do Cabral and Santa Maria units. The former units present a well-pronounced E-W-strike population while in the overlying units (Santa Maria Supersequence) the B-type NW-strike fractures are well exposed (Fig. 10b).

Indeed, the available data allow us to interpret as follow with respect to the two populations of the NW-trending structures:

- (i) The A-type is more pronounced in the Sanga do Cabral Supersequence and the B-type one is present in every studied units, including the Early Cretaceous Botucatu and Serra Geral formations.
- (ii) The A-type fractures were reactivated after the deposition of the Sanga do Cabral Supersequence and before the deposition of the Santa Maria Supersequence. This is important because A-type NW-strike fractures have an orientation similar to that would be expected to the extension segments of the Waterberg-Omaruru Fault on South America (Figs. 3, 4), despite some local variations.
- (iii) The data from Cachoeira do Sul outcrop suggests that also E-W-strike fractures were reactivated by this Triassic extensional phase, which are exclusive of the Sanga do Cabral Supersequence. They may represent either local trend or secondary linking segments of the anastomosed extensional fault system.

8. An evolutive geotectonic model

The present study applying remote sensing and structural field analysis lead to two main results: (1) the Waterberg-Omaruru and associated faults have extended to South America and (2) there was a deformation phase that affected the pre-Middle and Late Triassic rocks of Southernmost Brazil that manifests as fractures segments parallel with the Waterberg-Omaruru fault. Hence, we assume that Southernmost Brazil was affected by the same extensional event as the Triassic deposits in Southern Africa.

The Southern African extensional basins are controlled by the structures of the Damara-Katanga-Mozambique (DKM) mobile belt. DKM (Fig. 3) is a segment of the Pan-African orogenic system that had developed from 675 to 480m.y. (Miller, 1983, Jung et al.,

2001) and represents the suture between the Kalahari and Congo cratons. This mobile belt is related to the closure of ocean with subduction followed by the continental collision of the Kalahari (subducting) and Congo plates (Porada, 1979, Kasch, 1983, Miller, 1983).

The development of the Dom Feliciano (DF)-Gariiep (G)-Kaokoveld (K) mobile belts (Fig. 3) occurred by the same time span. The closure of an ocean (Adamastor Ocean) with westward subduction culminated with the continental collision of the Rio de la Plata and Kalahari plates (Porada, 1979; Fragoso-Cesar et al., 1982; Hartnady et al., 1985, Fernandes et al., 1992; Chemale Jr., 2000).

Gondwana became a stable continental mass after the Brasiliano-Pan-African orogenesis. The mountain chains were eroded by the Palaeozoic but the fabric of the mobile belts was preserved (Fig. 11a). The structures of the Damara Belt are cutting by the structures of the Gariiep-Kaokoveld-Dom Feliciano belts. However we recognize some structures on the basement in RS where they are parallel to the DKM structures as the Ibaré Fault (Figs. 5, 11a), which formed mainly during the pre-orogenic process in the DF (as early rifting features).

By the Palaeozoic the intracratonic Paraná Basin have developed in Southern Brazil, covering partially the Brasiliano-age shield areas (Fig. 11a). Until the Permo-Triassic, Paraná Basin deposits covered a wide area on Southern Brazil, Uruguay, Northeastern Argentina, Paraguay and also on Western Namibia (e.g. Lavina, 1991, Milani, 1997, Milani et al., 1998, Stollhoffen et al., 1999, 2000).

The Triassic extension began by Olenekian (244.8m.y. - 241.7m.y., ages after Gradstein et al., 1995) in Namibia according to the palaeovertebrate biostratigraphic data of the lower levels of the Waterberg Basin (Lower Omingonde Formation) (Keyser, 1973; Pickford, 1995; Lucas, 1998; Holzförster et al., 1999). During this phase occurred the fault reactivation of DKM structures generating the Waterberg-Omaruru system and other associated faults. Using the information on Brazilian side, these structures may propagated towards South America under a remote extension with sense to $Az=020^\circ$ (Fig. 11b). So that the anastomosed system with angular variations as detected by the RADAR images (Fig. 4) was developed, a common pattern for extensional faults according to Davison (1994). The A-type NW-strike fractures of the Sanga do Cabral rocks are related to this phase. The extensional process led to the increasing of the fault length as well as the number of faults (Ackermann et al., 2001), what could explain the propagation of the fault system towards the Brazilian side. A set of new faults could have generated from joints formed in the first stages of the extensional process, as already Mansfield and Cartwright (2001) presented by experiments. The growth of extensional faults is also associated with the linkage of the

different fault segments (Gawthorpe and Leeder, 2000, Ackermann et al., 2001, Young et al., 2001).

The fill of the rift basin on Southernmost Brazil (Fig. 11c) only started at Ladinian (234.3m.y. - 227.4m.y., ages after Gradstein et al., 1995) based on palaeovertebrate fossil content (Barberena, 1977; Scherer et al., 1995; Schultz, 1995; Schultz et al., 2000). Zeffass et al. (2003) divided the basin fill into three third-order sequences named Santa Maria 1, 2 and 3 and composed of continental deposits (fluvial, deltaic and lacustrine systems). The uppermost palaeovertebrate level has an Early Norian age (Scherer et al., 1995; Schultz, 1995; Schultz et al., 2000) and is related to the uppermost strata of the Santa Maria 2 Sequence (Zeffass et al., 2003). On the African side, the deposition within the Waterberg Basin followed until Early Jurassic (Hettangian-Sinemurian), according to the prosauropod dinosaur fossils reported by Holzförster et al. (1999). Thus, we suggest a Sinemurian age (201.9m.y.-195.3m.y., ages after Gradstein et al., 1995) to the latter stages of the rift fill (Santa Maria 3 Sequence) on Southernmost Brazil assuming the synchronicity with the African side.

The southwestward transverse drainage of the Waterberg Basin (Holzförster et al., 1999) is contrasting with the northeastward transverse drainage of the Santa Maria rift (Andreis et al., 1980; Faccini, 1989; Scherer, 1994; Zeffass et al., 2000, Zeffass et al., 2003). Indeed suggest that the rift polarity is inverted (see Fig. 11c). We propose that the inversion occurred by the DF structures that were reactivated as transfer segments (Fig. 11c).

During Early Cretaceous took place the Serra Geral-Etendeka magmatism with interlayered aeolian deposits which covered the older units. The Serra Geral – Etendeka volcanism occurred by Early Cretaceous extending by about 10m.y. (between 137m.y. and 127m.y., Turner et al., 1994). The lava flows covered a wide area then occupied by an active aeolian system (Jerram et al., 1999a, b, 2000; Mountney et al., 1998, 1999; Scherer, 2000, 2002) represented by the Botucatu – Upper Etjo sandstones.

The volcanism was followed by the Gondwana break-up and South Atlantic opening. The main magmatic phases worldwide are related to continental break-up, although the relationship between mantle thermal anomalies and continental fragmentation is not still clear (Coffin and Eldholm, 1992). In the South Atlantic region the continental disruption occurred from south to north (Mizusaki et al., 1998). Fig. 11d represents the transition between the rift and proto-oceanic phase, when the magmatism was then restricted to the proto-ocean axis (Piccirillo et al., 1988). We attribute the late reactivation of the NW-strike faults to this phase preferentially. According to Fontana (1990) and Davison (1999) the rift sequence was deposited in the Pelotas passive margin basin (Southern Brazil) until the Aptian (121.0m.y.-112.2, ages after Gradstein et al., 1995). Fontana (1990) also mentioned normal faults that cut

the Serra Geral volcanics and terminate immediately below the Albo-Aptian unconformity in the Pelotas Basin.

During the Aptian, a remote extension with a sense of about $Az=050^\circ$ reactivated that NW-strike anastomosed system developed by Triassic. This stress field led to the preferential reactivation of the orthogonal segments with $Az=340^\circ$, that played a secondary role in the Triassic. The B-type NW-trending faults are dominant during this period (Fig. 11d) representing just a modifying tectonic in the region, since there are not related sedimentary units.

A final question to be discussed is the relationship between the proposed stress field and the South Atlantic opening. The axis of the proto-ocean would suggest a remote extension with a sense of $Az=120^\circ$ approximately (Fig. 11d). A discrepancy between the stress field in the proto-ocean axis and in the interior of the RS State ($Az=050^\circ$, Fig. 11d) can be attributed to local stress field, probably related to variations in the mantle heat flow or inhomogeneities within the continental crust.

Further investigations on the Triassic extension and related sedimentary deposits can provide additional information on tectonic evolution of the region, especially those on time of the faulting (e.g. A-type NW-striking faults) using surface and subsurface methods (such as geophysical studies).

8. Conclusions

- 1) The South American branch of the Waterberg-Omaruru fault system (Namibia) which is related to the Waterberg rift basin (Early Triassic to Early Jurassic) crosscuts the southern part of Rio Grande do Sul State (Southernmost Brazil) with NW strike (about $Az=290^\circ$).
- 2) An anastomosed fault system with a compatible strike is identified in small-scale RADAR images (1:1,000,000) of the Rio Grande do Sul State.
- 3) Fracture segments of this system are observed in large-scale RADAR images (1:250,000) and aerial photographs (1:110,000). This fracture pattern is evident also in outcrops.
- 4) Two populations of NW-strike fractures are defined: A-type ($Az=280^\circ-310^\circ$) and B-type ($Az=295^\circ-345^\circ$). Although there are local variations in the fracture orientation, the two populations are recognizable in every studied area and show a clear stratigraphic control. A-type fractures have statistical significance in the Sanga do Cabral Supersequence (Early Triassic). B-type ones are important within every stratigraphic unit studied from Sanga do Cabral Supersequence to Botucatu/Serra Geral formations (Early Cretaceous).
- 5) NW-strike fractures present normal to moderately oblique striae. Associated NE- and E-W-strike ones show moderately to highly oblique striae.

6) From Early Triassic (Olenekian) the structures of the Damara-Katanga-Mozambique mobile belt were reactivated in Southwestern Africa as normal faults under a remote extension to $Az=020^{\circ}$ and a system of rifts were developed such as the Waterberg Basin (Namibia). The A-type NW-strike segments evolved to normal faults which gave rise to a rift basin represented by the Santa Maria Supersequence of Southernmost Brazil (Ladinian to ?Sinemurian).

7) A remote extension to $Az=050^{\circ}$ reactivated the B-type NW-strike fractures as normal faults by the South Atlantic opening (rift to proto-oceanic phase, Aptian). These fractures had been subordinated link segments within the anastomosed system developed by Triassic.

Acknowledgements

This study was supported by the Brazilian Research Council (CNPq – process 474779/2001-7). We are very grateful to Geise Santana dos Anjos, Felipe W. de Oliveira, Gabriela Da Poian, Guilherme Mallmann and Janaína N. Ávila for their help during the field trips. We would also like to thank André W. de Borba and João Luiz Luft Jr. for their constructive discussions and Frederico Zerfass for drawing Fig. 11.

References

- Ackermann, R. V., Schlische, R. W. and Withjack, M. O. (2001). The geometric and statistical evolution of normal fault systems: an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws. *J. Struct. Geol.*, v. 23, pp. 1803-1819.
- Andreis R. R., Bossi, G. E. and Montardo, D. K. (1980). O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú, Anais, v. 2, pp. 659-673.
- Barberena, M. C. (1977). Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesquisas*, v. 7, pp. 111-129.
- Borba, A. W. (2001). Formação Santa Bárbara (Eo-Paleozóico da região de Caçapava do Sul, RS): uma nova visão através de técnicas estratigráficas e geocronológicas. Msc. Dissertation, Unpubl., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 131p.
- Borba, A. W., Vignol-Lelarge, M. L. M. and Misuzaki, A. M. P. (2002). Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Palaeozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *J. South Am. Earth Sc.*, v.15, pp.683-692.
- Chemale Jr., F. (2000). Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M. and De Ros, L. F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 13-52.

- Coffin, M. F. and Eldholm, O. (1992). Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. In: Storey, B. C., Alabaster, T. and Pankhurst, R. J. (Eds.). *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society Special Publication No. 68, pp. 17-30.
- Costa, A. F. U. (1997). Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-Riograndense. Ph.D. Thesis, Unpubl., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 291p.
- Davison, I. (1994). Linked fault systems; extensional, strike-slip and contractional. In: Hancock, P. L. (Ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford, pp.121-142.
- Davison, I. (1999). Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. In: Cameron, N. R., Bate, R. H. and Clure, V. S. (Eds.), *The oil and gas habitats of the South Atlantica*. Geological Society of London Special Publication No. 153, pp.133-151.
- Faccini, U. F. (1989). O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. M.Sc. Dissertation, Unpubl., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 133p.
- Fernandes, L. A. D., Tommasi, A. and Porcher, C. C. (1992). Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *J. South Am. Earth Sc.*, v.5, pp.97-116.
- Fontana, R. L. (1990). Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis. In: Raja Gabaglia, G. P. and Milani, E. J. (Eds.), *Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro, pp. 377-400.
- Frasca, A. A. S. and Lisboa, N. A. (1993). Contribuição do sensoriamento remoto na compartimentação morfotectônica e morfoestrutural da Bacia do Paraná ("Grupo São Bento", RS) e suas relações com as estruturas regionais do embasamento. *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 7, Curitiba, Anais*, pp.211-220.
- Gawthorpe, R. L. and Leeder, M. R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Res.*, v.12, pp.195-218.
- Gradstein, F. M., Agterberg, F., Ogg, J. G., Hardenbol, J. van Veen, P., Thierry, J. and Huang, Z. (1995). A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. and Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. SEPM Special Publication No 54, pp. 95-126.
- Hartnady, C., Joubert, P. and Stowe, C. (1985). Proterozoic crustal evolution in Southwestern Africa. *Episodes*, v.8, pp.236-244.

- Holzförster, F., Stollhofen, H., Lorenz, V. and Stanistreet, I. G. (1998). The Waterberg Basin in central Namibia: transfer fault activity during early South Atlantic rift evolution. *J. Afr. Earth Sc.*, v.27, pp.116-117.
- Holzförster, F., Stollhofen, H. and Stanistreet, I. G. (1999). Lithostratigraphy and depositional environments in the Waterberg-Erongo area, central Namibia, and correlation with the main Karoo Basin, South Africa. *J. Afr. Earth Sc.*, v.29, pp.105-123.
- Jerram, D. A., Mountney, N. and Stollhofen, H. (1999a). Facies architecture of the Etjo Sandstone Formation and its interaction with the Basal Etendeka Flood Basalts of northwest Namibia: implications for offshore prospectivity. In: Cameron, N. R., Bate, R. H. and Clure, V. S. (Eds.), *The oil and gas habitats of the South Atlantic*, Geological Society of London Special Publication No 153, pp.367-380.
- Jerram, D. A., Mountney, N., Holzförster, F. and Stollhofen, H. (1999b). Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *J. Geodyn.*, v.28, pp.393-418.
- Jerram, D. A., Mountney, N., Howell, J. A., Long, D. and Stollhofen, H. (2000). Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *J. Geol. Soc. London*, v.157, pp.513-516.
- Jung, S., Mezger, K. and Hoernes, S. (2001). Trace element and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) arguments for a mid-crustal origin of Pan-African garnet-bearing S-type granites from the Damara orogen (Namibia), *Precambrian Res.*, v.110, pp.325-355
- Kasch, K. W. (1983). Continental collision, suture progradation and thermal relaxation: a plate tectonic model for the Damara Orogen in Central Namibia. In: Miller, R. McG. (Ed.), *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*. Special Publication Geological Society of South Africa No11, pp.423-429.
- Keyser, A. W. (1973). A new Triassic vertebrate fauna from South West Africa. *Palaeont. Africana*, v.16, pp.1-15.
- Lavina, E. L. (1991). *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. Ph.D. Thesis, Unpubl., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 333p.
- Lucas, S. G. (1998). Global Triassic biostratigraphy and biochronology. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, v.143, pp.347-384.
- Mansfield, C. and Cartwright, J. (2001). Fault growth by linkage: observations and implications from analogue models. *J. Struc. Geol.*, v.23, pp.745-763.

- Martin, H. (1961). The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa. *The Geol. Soc. of S.Africa, Alexander L. du Toit Mem. Lect.*, v.7, pp.1-47.
- Martin, H. (1982). Die Trias im Südlichen Afrika. *Geol. Rundschau*, 71:937-947.
- Milani, E. J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Ph.D. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Milani, E. J., Faccini, U. F., Scherer, C. M., Araújo, L. M. and Cupertino, J. A. (1998). Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP, Série Científica*, v.29, pp.125-173.
- Miller, R. McG. (1983). The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia. In: Miller, R. McG. (Ed.), *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia. The Geological Society of South Africa Special Publication No11*, pp.431-515.
- Milner, S. C., Duncan, A. R., Whittingham, A. M. and Ewart, A. (1995). Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *J. Volcan. Geothermal Res.*, v.69, pp.137-157.
- Mizusaki, A. M. P., Thomaz Filho, A. and Cesero, P. (1998). Ages of the magmatism and the opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas*, v.25, pp.47-57
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S. and Jerram, D. (1998). Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia. *J. Afr. Earth Sc.*, v.27, pp.175-192.
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S. and Jerram, D. (1999). Relating eolian bounding-surface geometries to the bed forms that generated them: Etjo Formation, Cretaceous, Namibia. *Geology*, v.27, pp.159-162.
- Picada, R. S. (1970). Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 25, Anais, pp.167-191.
- Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M.; Melfi, A. J., Pacca, I. G. and Ussami, N. (1988). Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of western Gondwanaland. In: Piccirillo, E. M. and Melfi, A. J. (Eds.), *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin. Universidade de São Paulo, São Paulo*, pp.285-295.
- Pickford, M. (1995). Karoo Supergroup palaeontology of Namíbia and brief description of a thecodont from Omingonde. *Palaeont. Africana*, v.32, pp.51-66.
- Porada, H. (1979). The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, v.57, pp.237-265.

- Scherer, C. M. S. (1994). Análise faciológica e bioestratigráfica do Triássico Superior (topo da Formação Santa Maria) na região de Candelária - RS. M.Sc. Dissertation, Unpubl., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 100p.
- Scherer, C. M. S., Faccini, U. F., Barberena, M. C., Schultz, C. L. and Lavina, E. L. (1995). Bioestratigrafia da Formação Santa Maria: utilização das cenozonas como horizontes de correlação. *Comunicações do Museu de Ciência e Tecnologia, UBEA/PUCRS, Série Ciências da Terra*, v.1, pp.33-42.
- Scherer, C. M. S. (2000). Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedim. Geol.*, v.137, pp.63-84.
- Scherer, C. M. S. (2002). Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, v.49, pp.97-116.
- Schultz, C. L. (1995). Subdivisão do Triássico do Rio Grande do Sul com base em microfósseis: problemas e perspectivas. *Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia, UBEA/PUCRS, Série Ciências da Terra*, v.1, pp.25-32.
- Schultz, C. L., Scherer, C. M. S. and Barberena, M. C. (2000). Biostratigraphy of southern brazilian Middle-Upper Triassic. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, pp.491-494.
- Scotese, C. R., Bambach, R. K., Barton, C., van der Voo, R. and Ziegler, A. M. (1979). Paleozoic base maps. *J. Geol.*, v.87, pp.217-277.
- Stollhofen, H., Stanistreet, I. G., Bangert, B. and Grill, H. (1999). Tuffs, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous-Permian, southern Namibia. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, v.161, pp.127-150.
- Stollhofen, H., Stanistreet, I. G., Rohn, R., Holzförster, F. and Wanke, A. (2000). The Gai-As lake system, Northern Namibia and Brazil. In: Gierlowski-Kordesch, E. H. and Kelts, K. R. (Eds.), *Lake basins through space and time. AAPG Studies in Geology No 46*, pp.87-108.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C. and Mantovani, M. (1994). Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, v.121, pp.333-348.
- Wanke, A., Stollhofen, H., Lorenz, V. and Stanistreet, I. G. (1998). The pre-break-up of a continental margin: synsedimentary Karoo tectonics of the Huab Basin in northwest Namibia. *J. Afr. Earth Sc.*, v.27, pp.206.
- de Wit, M., Jeffery, M., Bergh, H. and Nicolaysen, L. (1988). Geological map of sectors of Gondwana. American Association of Petroleum Geologists and University of Witwatersrand.
- Wopfner, H. and Markwort, S. (1991). Early diagenetic laumontite in the Lower Triassic Manda Beds of the Ruhuhu Basin, Southern Tanzania. *J. Sedim. Petrol.*, v.61, pp.65-72.

Young, M. J., Gawthorpe, R. L. and Hardy, S. (2001). Growth and linkage of a segmented normal fault zone; the Late Jurassic Murchison-Statfjord North Fault, northern North Sea. *J. Struct. Geol.*, v.23, pp.1933-1952.

Zerfass, H., Garcia, A. J. V., Susczynski, A. M. and Lavina, E. L. (2000). Análise de proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul (RS): uma contribuição para arquitetura estratigráfica e evolução tectono-sedimentar. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.23, pp.61-84.

Zerfass, H., Lavina, E. L., Schultz, C. L., Garcia, A. J. V., Faccini, U. F. and Chemale Jr., F.(2003). Sequence stratigraphy of continental strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sed. Geol.*, 161:85-105.

Figure Caption

Fig. 1 - a. Distribution of the Middle and Late Triassic deposits of Southern Brazil and Southern Africa (modified after Martin, 1961). Martin (1961) argued that these deposits constitute a system of basins with *en échelon* arrangement that extended from Southern Brazil to Eastern Africa including the Santa Maria Supersequence (Southern Brazil) and the Waterberg Basin (Namibia). b. Location map showing the Chaco-Paraná Basin and the Santa Maria Supersequence (Middle and Late Triassic).

Fig. 2 – Chronostratigraphic chart of the Southern Africa rift basins and the Southernmost Brazil deposits (Santa Maria Supersequence). The ages of the Triassic stages are based on Gradstein et al. (1995).

Fig. 3 - Simplified geological map of Southern Brazil, Uruguay and Southern Africa (modified from the Geological Map of Sectors of Gondwana by de Wit et al., 1988). The relative position of the continents was modified using the Serra Geral and Etendeka volcanics as nick point. The figure shows the hypothetical South American extension of the Waterberg-Omaruru fault (WF) of Namibia. 1 = Fault extension based on the palaeogeographic reconstruction using Serra Geral and Etendeka volcanics (Milner et al., 1995 and this work). 2, 3, 4 = Alternative fault extension based on the palaeogeographic reconstructions by de Wit (1988), Porada (1979) and Scotese et al. (1979), respectively. DF = Dom Feliciano Belt, DKM = Damara-Katanga-Mozambique Belt, EP = Etendeka Plateau, G = Gariiep Belt, HF = Huab Fault, K = Kaokoveld Belt, SG = Serra Geral, WB = Waterberg Basin, WF = Waterberg-Omaruru Fault.

Fig. 4 - Simplified geological map of the Rio Grande do Sul State (modified after Faccini, 1989). The lineaments were obtained from the interpretation of a RADAR image (scale 1:1,000,000). 1 - Contour stereogram with poles of fractures (contour lines every 1%, n=number of measures), Rio Pardo and Cachoeira do Sul region. 2 – Contour stereogram with poles of fractures (2a) and fracture planes containing striae (indicated as points) (2b,c), Cerrito do Ouro region. 3 - Contour stereogram with poles of fractures (3a) and fracture planes containing striae (3b), Caçapava do Sul region. 4 - Contour stereogram with poles of fractures (4a) and fracture planes containing striae (4b,c), Lavras do Sul region. A = location of the RADAR image of Fig. 6, B = location of the aerial photomosaic of Fig. 7, C = São Pedro do Sul area (Fig. 9), D = Rio Pardo area (Fig. 10a), CO = Cachoeira do Sul Outcrop, Highway BR-153 (Fig. 10b), SM = Santa Maria Town, SPS = São Pedro do Sul Town, U = Uruguaiana Town.

Fig. 5 - Regional structural and geophysical features of the Sul-Riograndense Shield, Rio Grande do Sul State (modified after Costa, 1997).

Fig. 6 - Part of a RADAR image (scale 1:250,000) on the eastern region of the Rio Grande do Sul State (area A at Fig. 4). Full lines show segments of NW-strike fractures, dashed lines show some examples of NE-strike features related to the Brasiliano age Dom Feliciano Belt.

Fig. 7 - Mosaic of aerial photographs (scale 1:110,000) on the mid-west region of the Rio Grande do Sul State (area B at Fig. 4) showing the main fracture segments. Polygons 1, 2, 3, 4, 5 and 6 indicate areas with field structural analysis as shown at Fig. 8. A and B lines represent the orientation of the A-type and B-type NW-strike fractures, respectively (see text). N = outcrop-scale normal faults, J = Jaguari Town, M = Mata Town, SPS = São Pedro do Sul Town.

Fig. 8 - Stereograms from areas 1, 2, 3, 4, 5, 6 at Fig. 8. a. Contour stereograms with poles of fractures (contour lines every 1%; n = number of measures). b. Fracture planes containing striae (indicated as points).

Fig. 9 - Contour stereograms with poles of fractures (contour lines every 1%; n = number of measures) comparing the fracture pattern of the Sanga do Cabral Supersequence (Early Triassic), Santa Maria Supersequence (Middle and Late Triassic) and Botucatu/Serra Geral

formations (Early Cretaceous). São Pedro do Sul region (comprising areas 1, 3 and 4 at Fig. 7).

Fig. 10 – Contour stereograms with poles of fractures (contour lines every 1%; n = number of measures) comparing the fracture pattern of the Sanga do Cabral (Early Triassic) and Santa Maria (Middle and Late Triassic) supersequences. a. Rio Pardo region (area D at Fig. 4). b. Cachoeira do Sul outcrop, Highway BR-153 (CO at Fig. 4).

Fig. 11 - Block diagrams explaining the evolutive model proposed to the studied area and adjacent areas of the Southwestern Gondwana from the Carboniferous to Cretaceous. DB = Damara Belt, DFB = Dom Feliciano Belt, GB = Gariep Belt, HF = Huab Fault, IF = Ibaré Fault, KB = Kaokoveld Belt, M = Montevideo Town, POA = Porto Alegre Town, W = Windhoek Town, WF = Waterberg-Omaruru Fault, U = Uruguaiana Town.

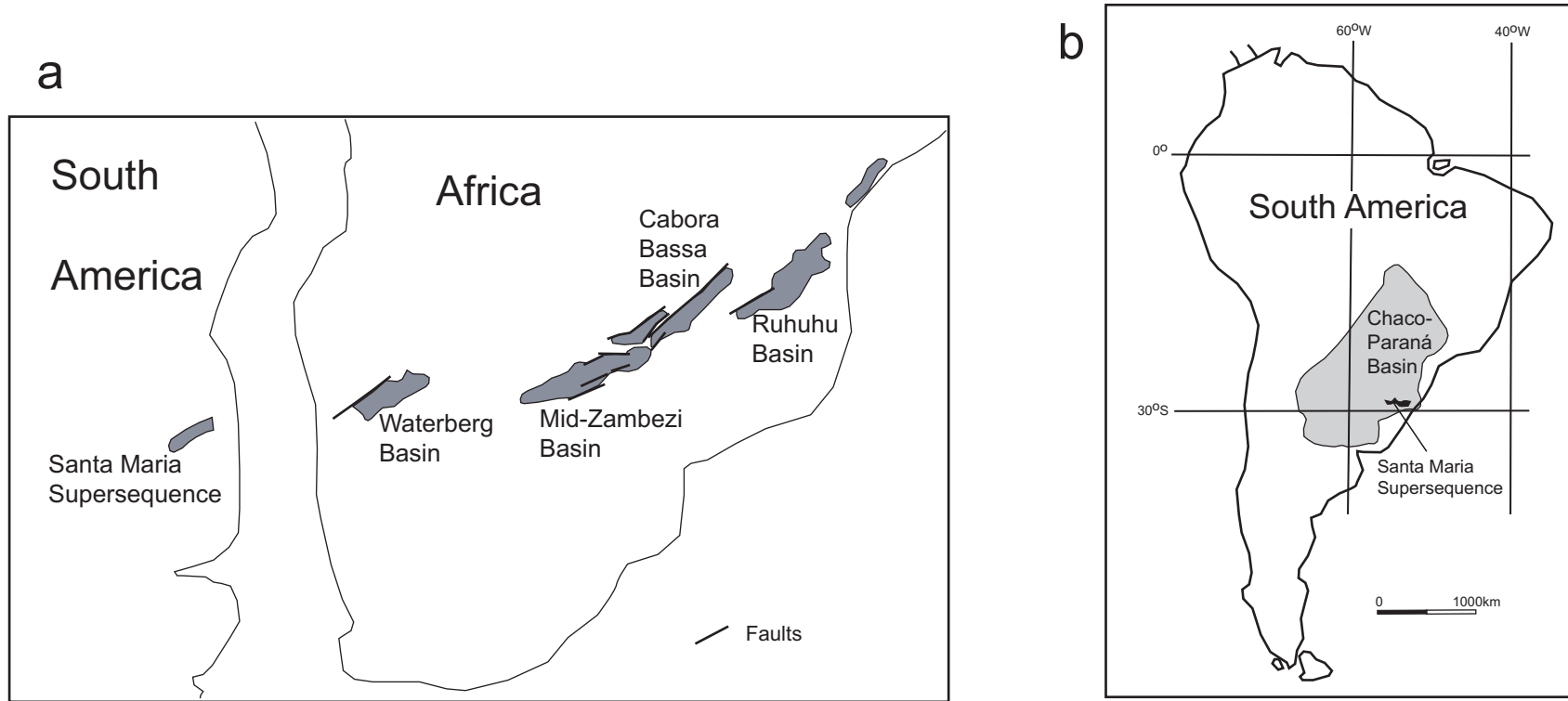


Fig. 1 - Zerfass et al.

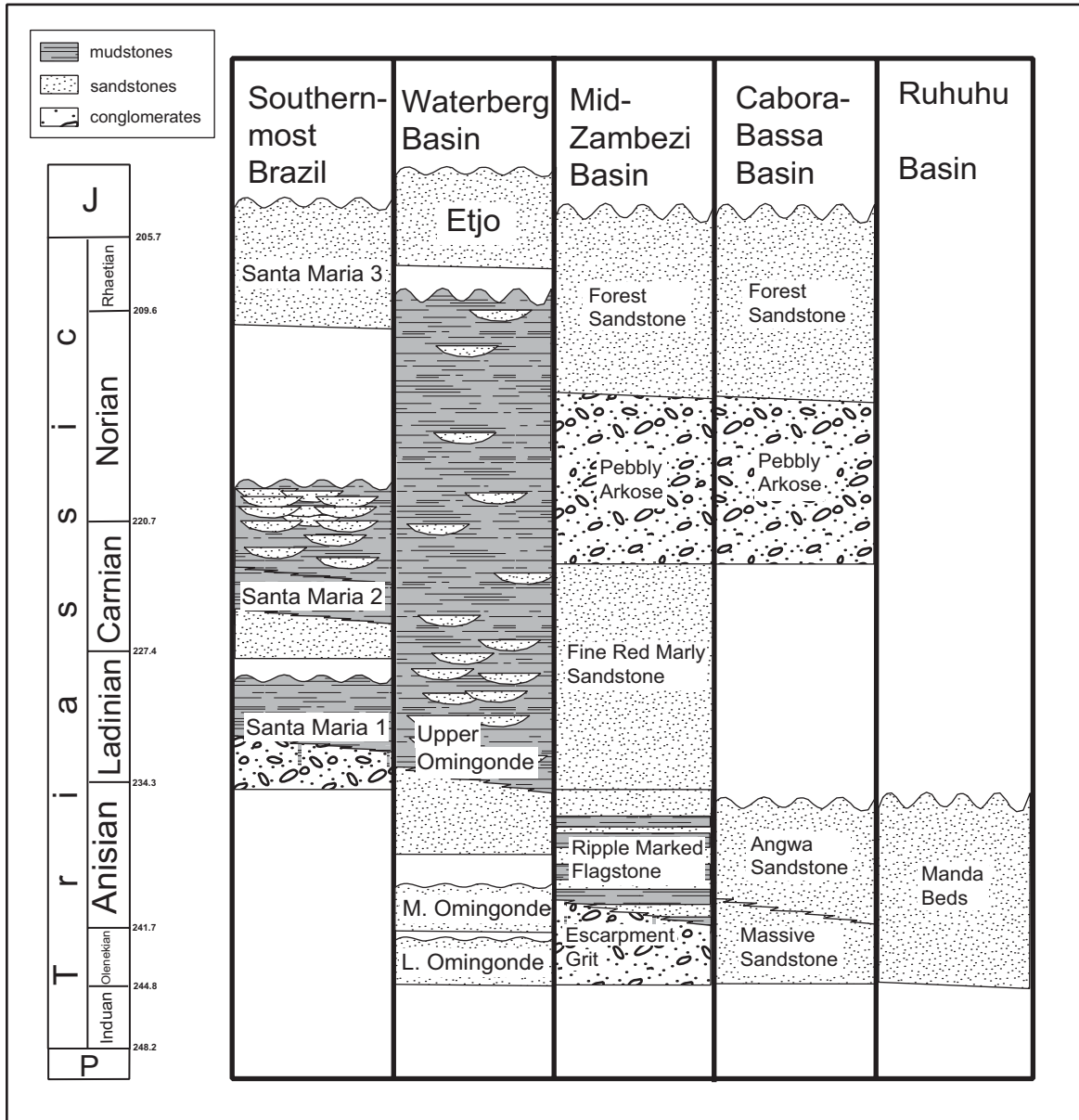


Fig. 2 - Zeffass et al.

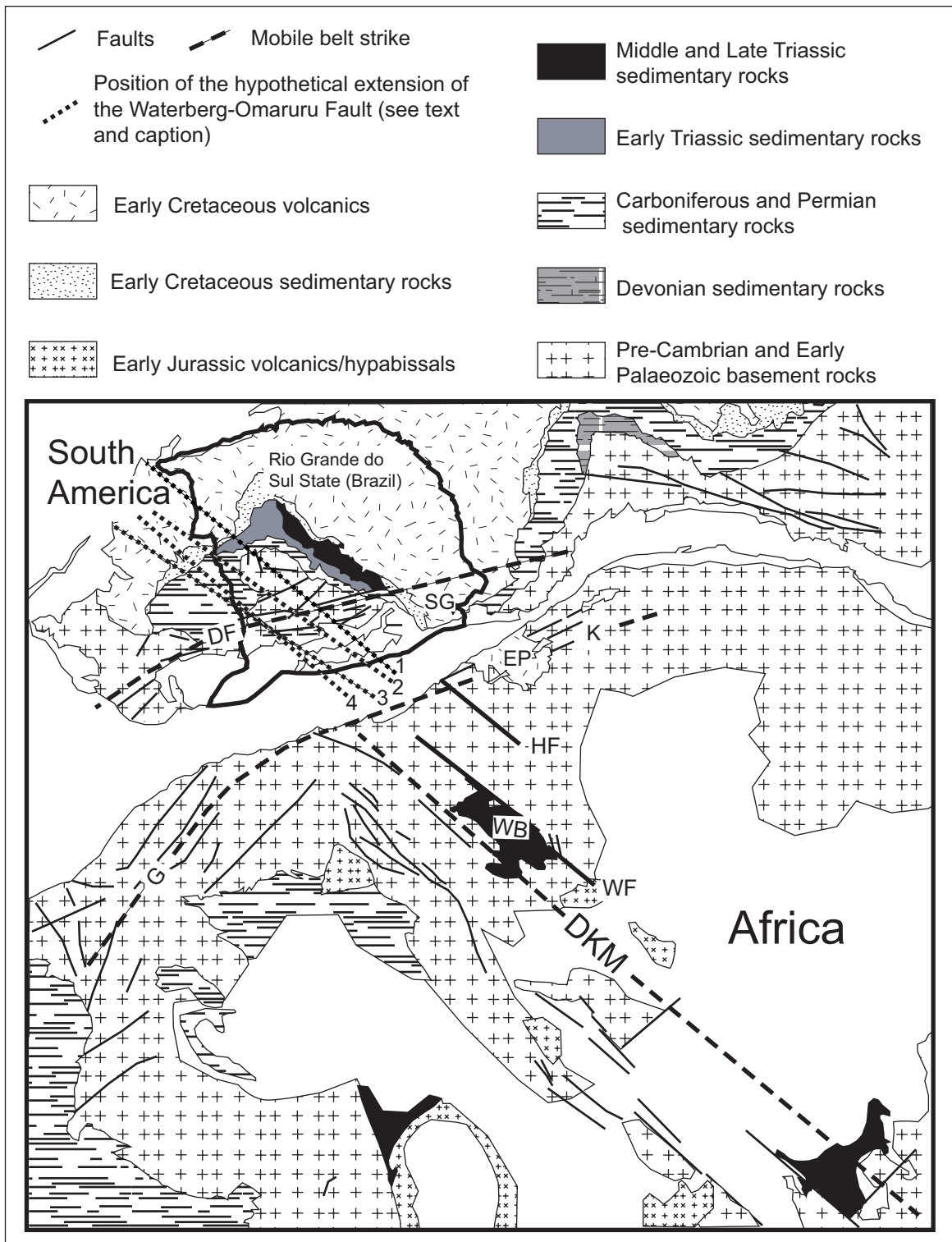


Fig. 3 - Zerrfass et al.

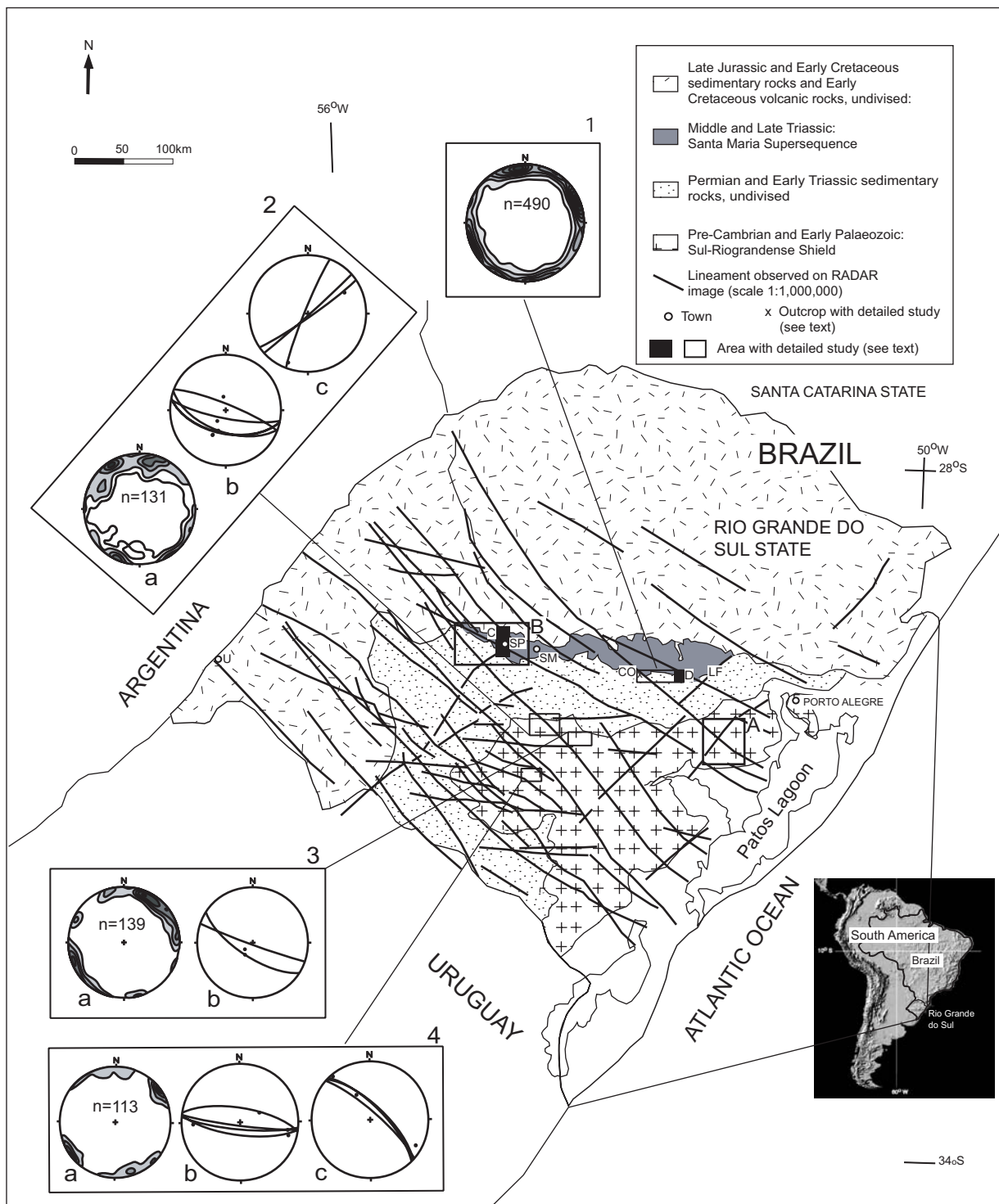


Fig. 4 - Zerfass et al.

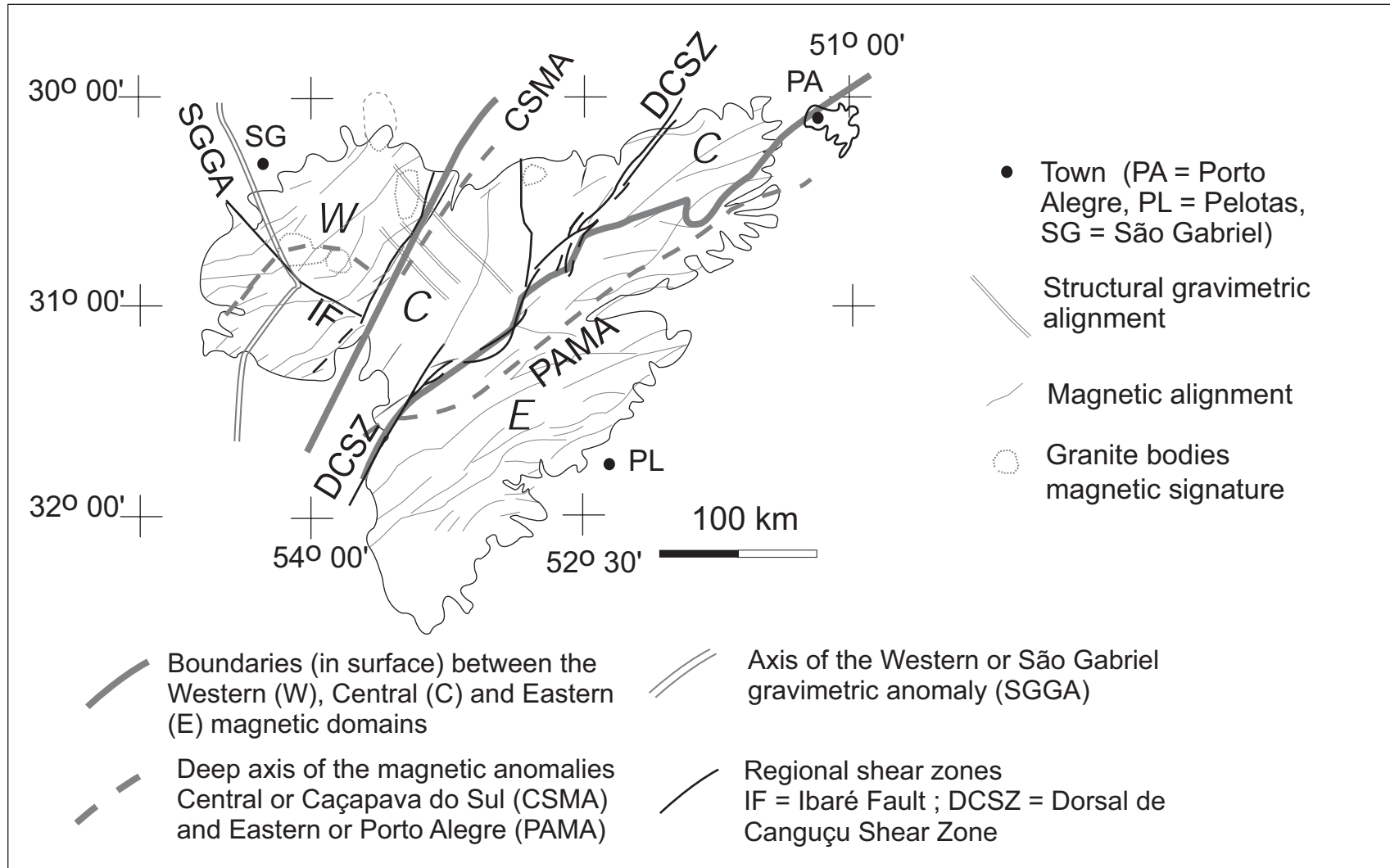


Fig. 5 - Zerfass et al.

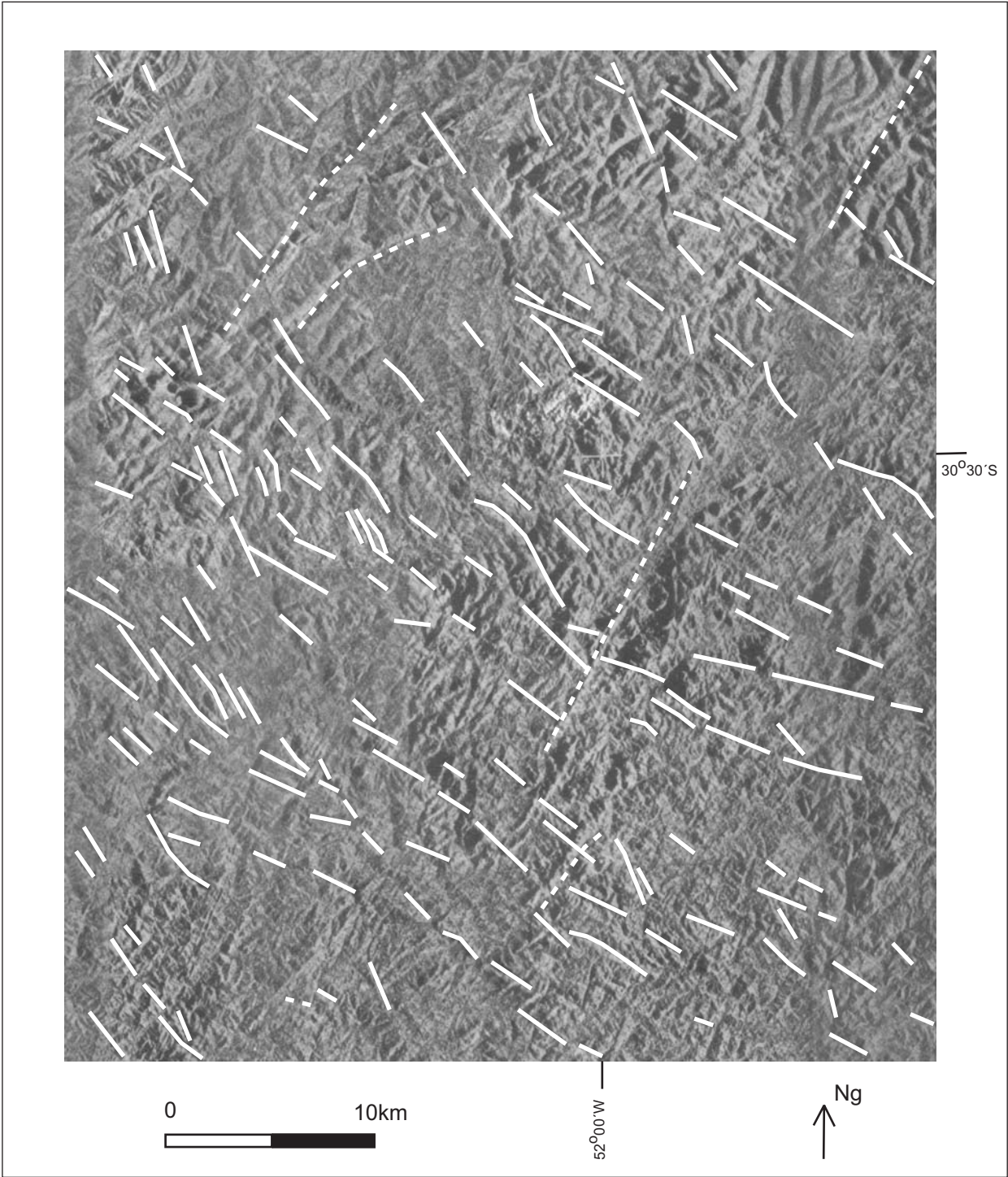


Fig. 6 - Zerfass et al.

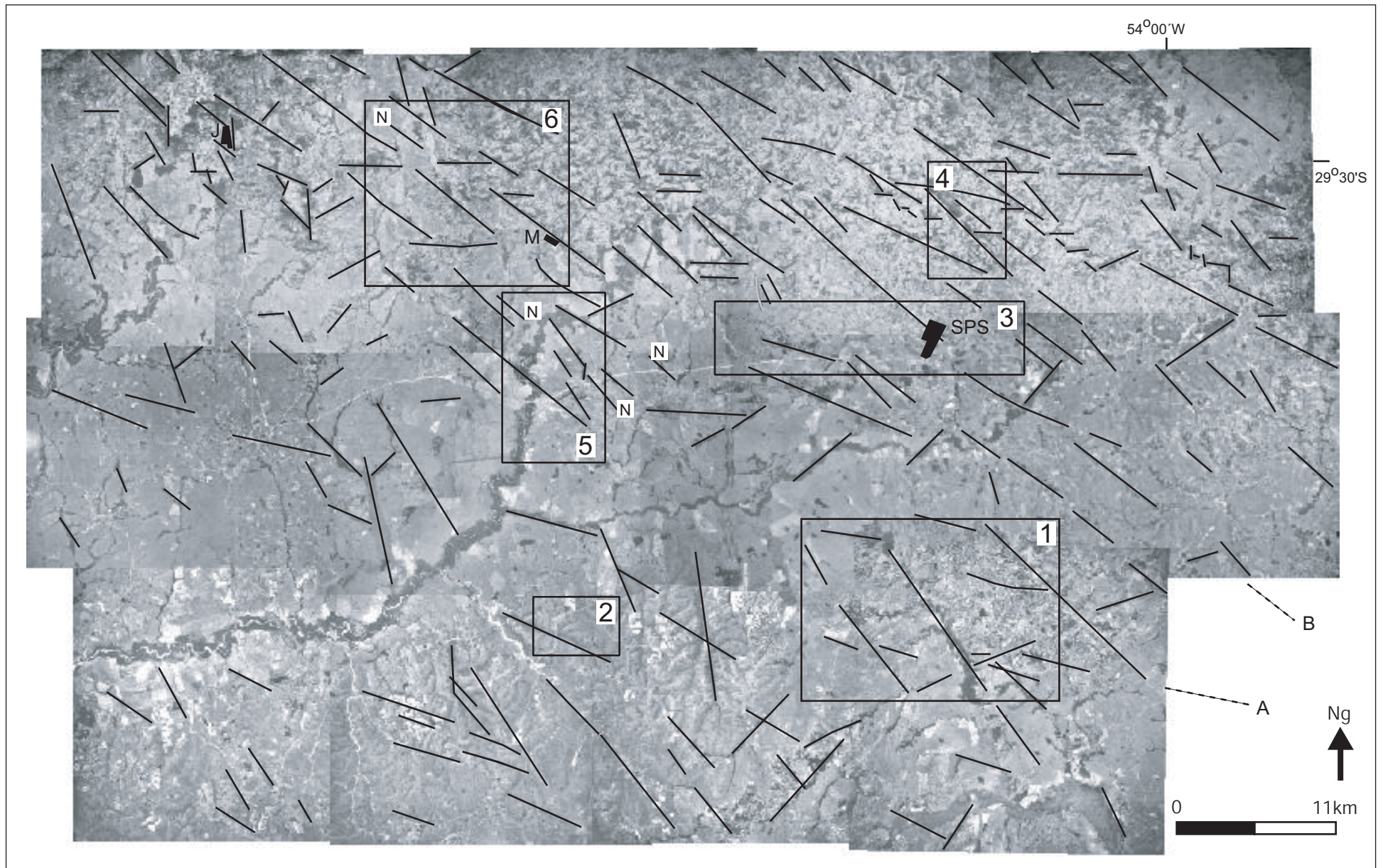


Fig. 7 - Zerfass et al.

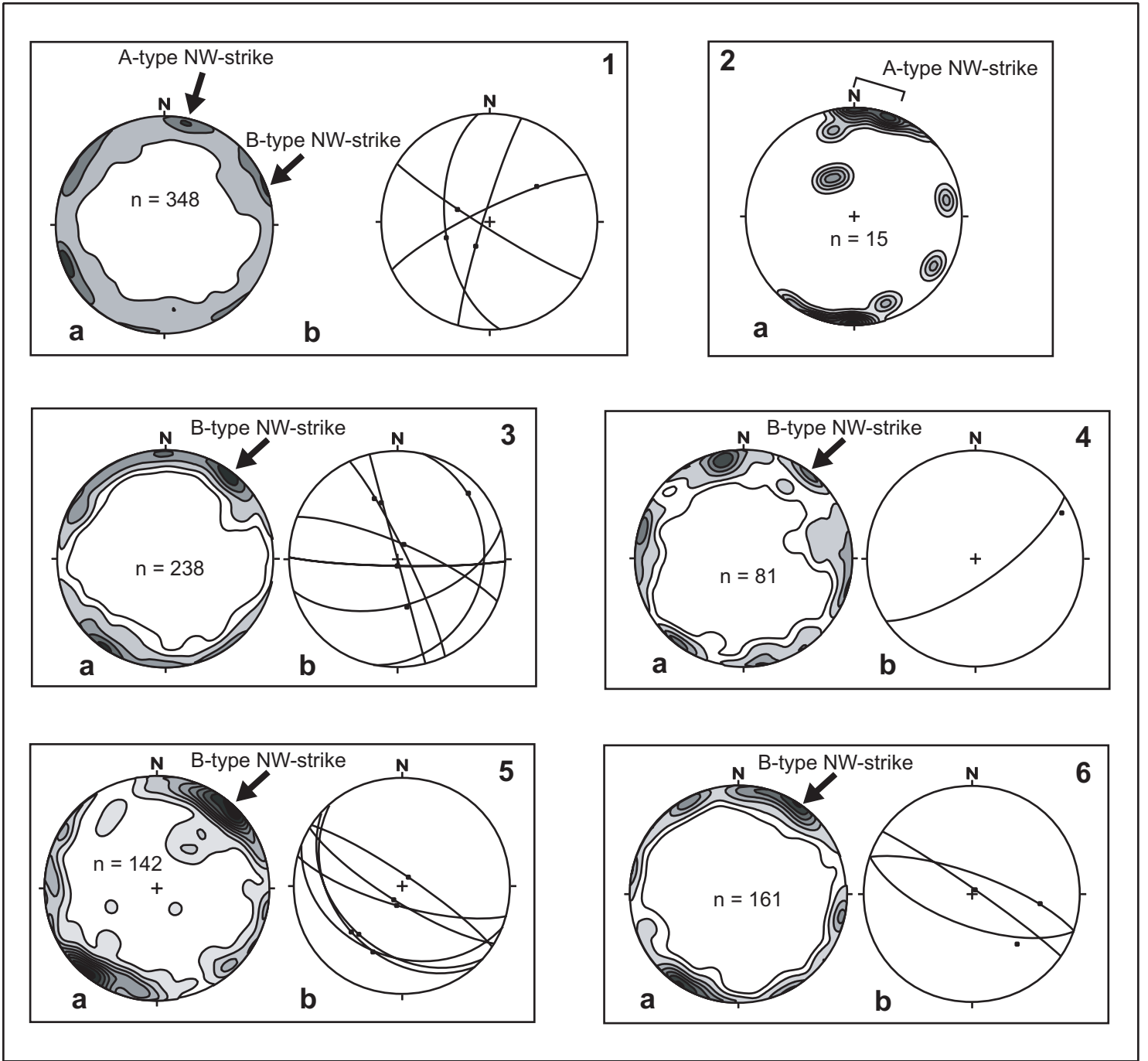


Fig. 8 - Zerfass et al.

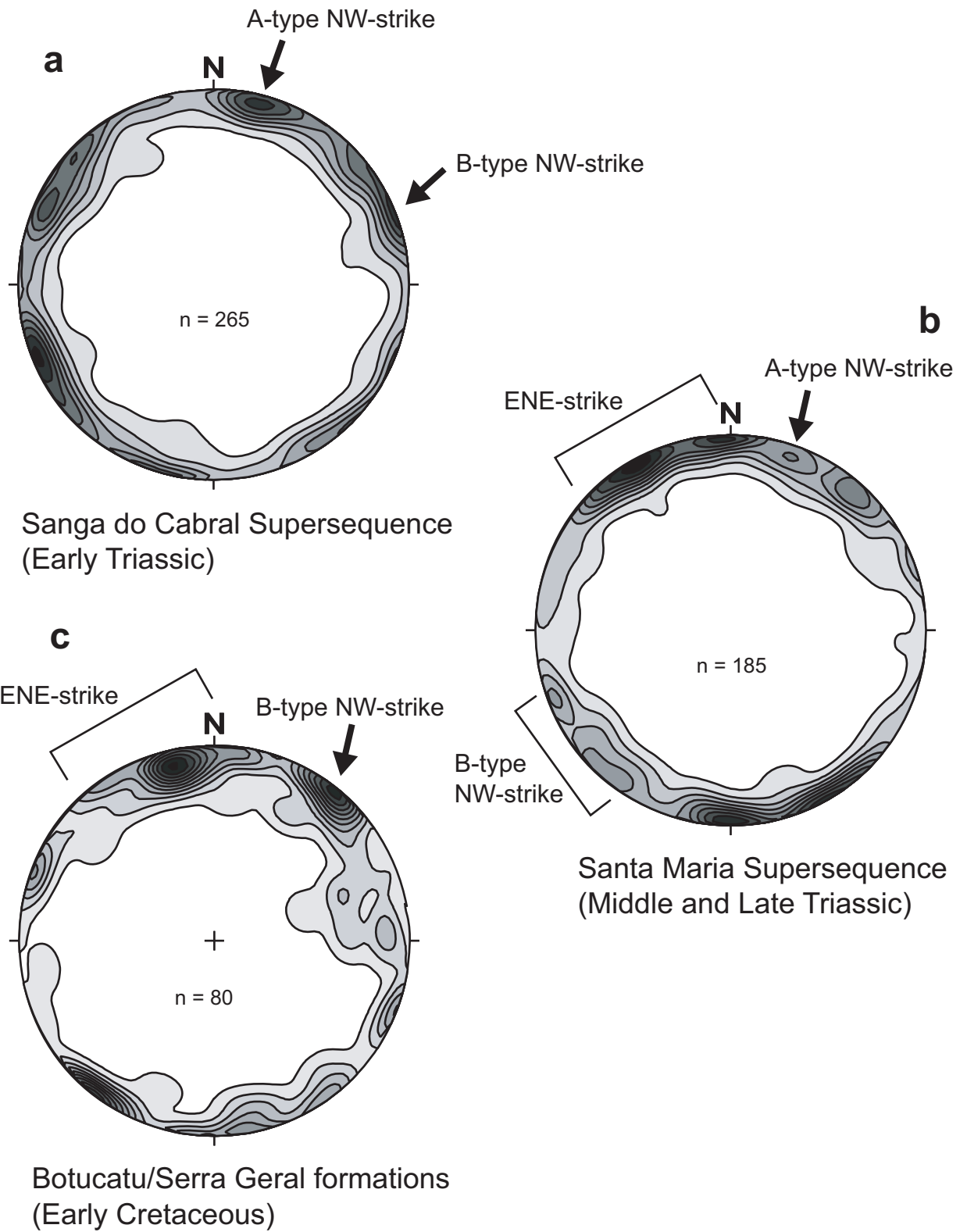


Fig. 9 - Zerfass et al.

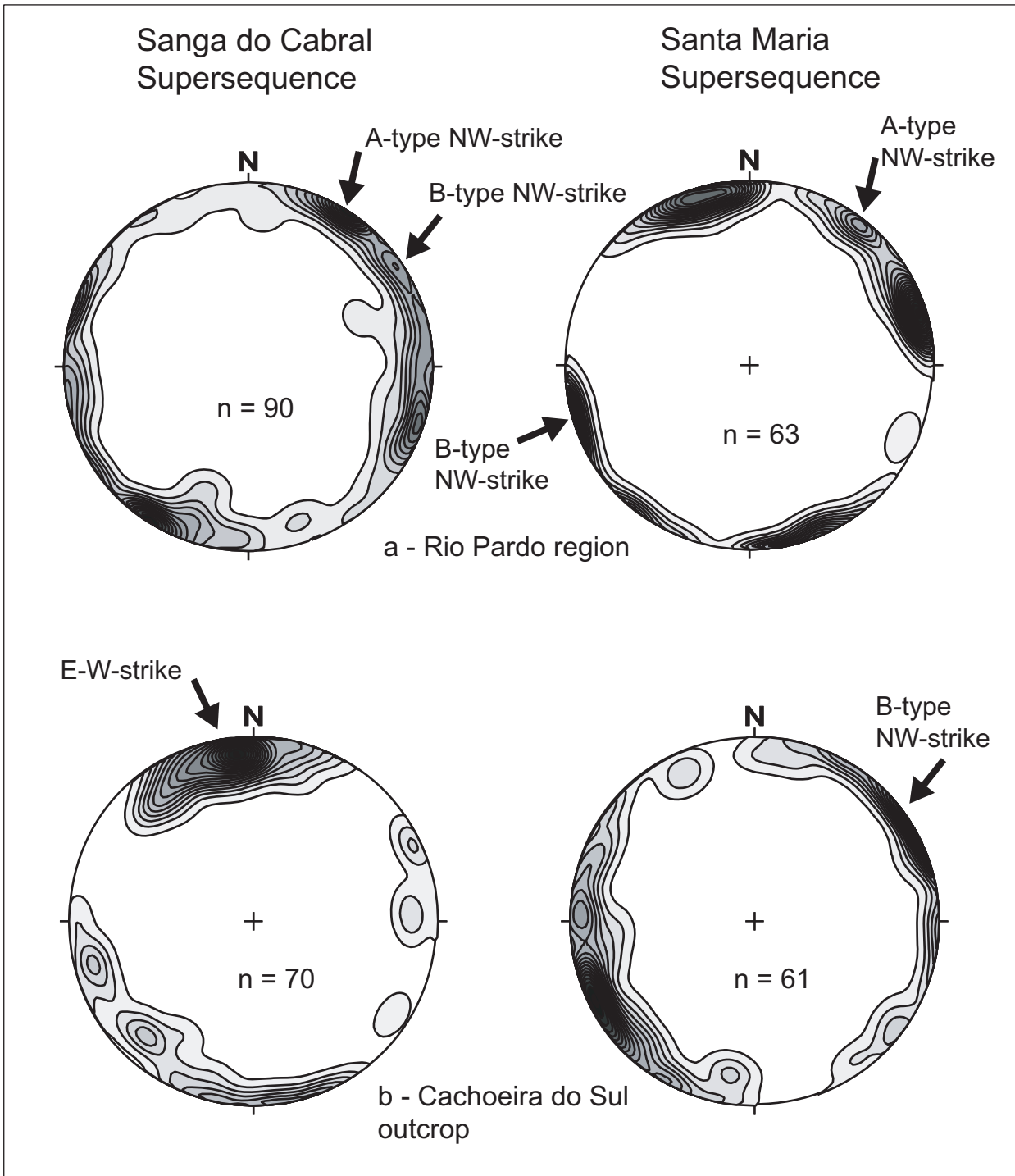


Fig. 10 - Zerfass et al.

**A- LATE CARBONIFEROUS
(about 300 m.y.)**

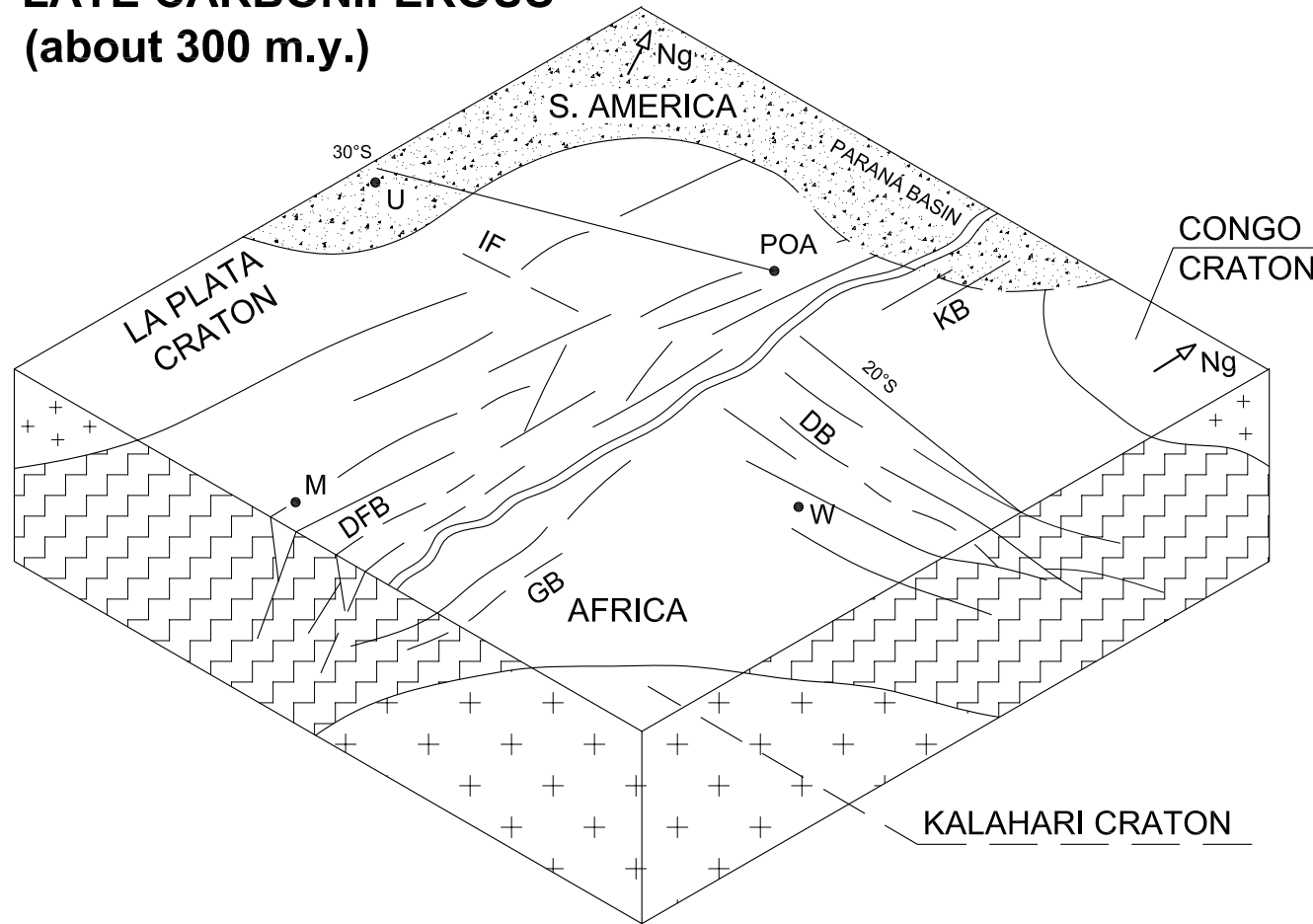


Fig. 11-
Zerfass et al.

**B- EARLY-MIDDLE TRIASSIC
(Olenekian-Anisian,
about 240m.y.)**

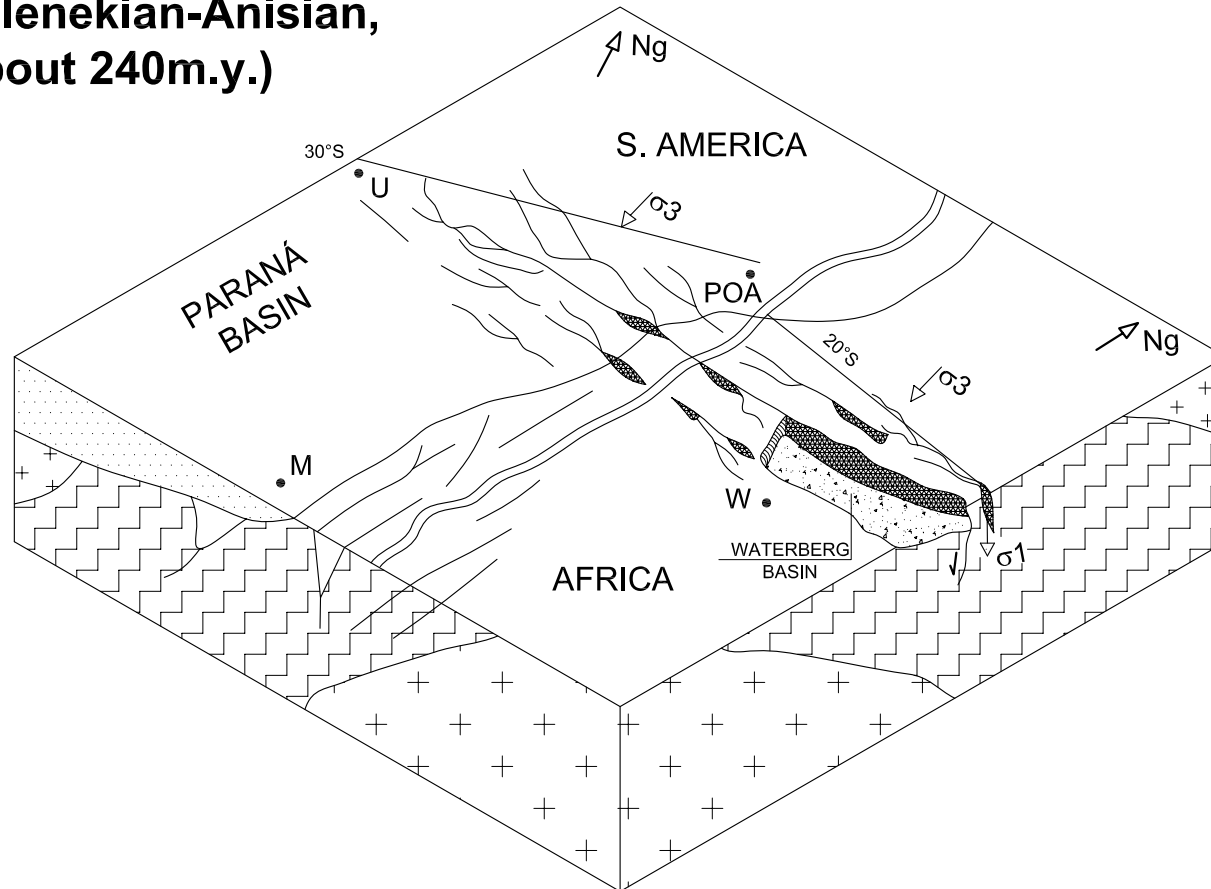


Fig. 11-
Zerfass et al.

D- EARLY CRETACEOUS (Aptian, about 115m.y.)

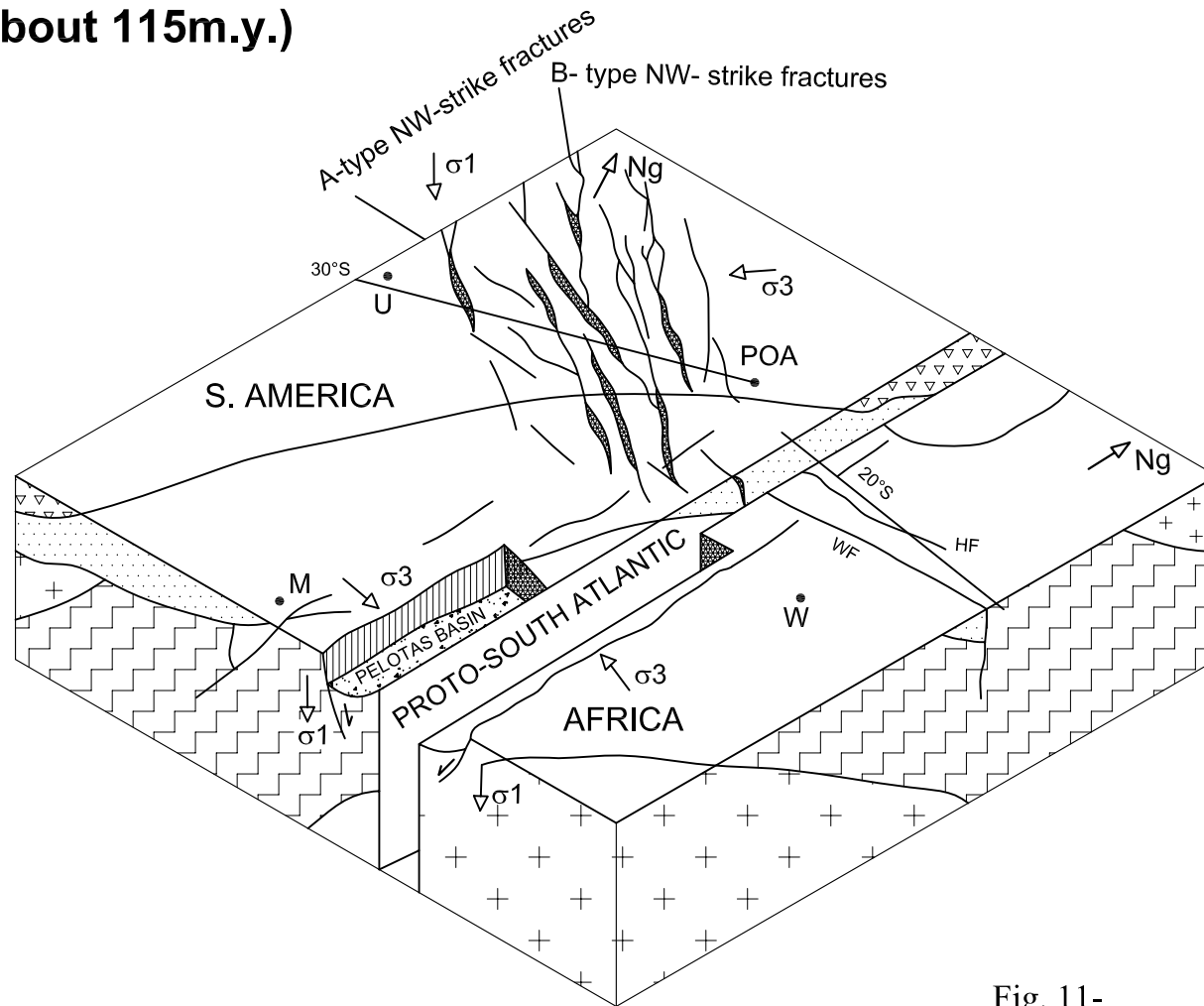
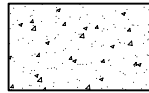
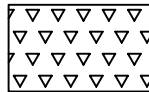


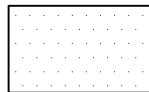
Fig. 11-
Zerfass et al.



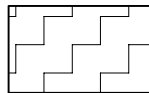
unconsolidated sediment



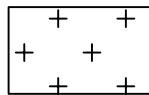
volcanic rocks



sedimentary rocks



mobile belt rocks



cratonic rocks
(granulite, gneiss)

Fig. 11-
Zerfass et al.

7.3. Artigo III

ZERFASS, H., CHEMALE JR., F., SCHULTZ, C. L., LAVINA, E. L. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. Submetido ao *Sedimentary Geology*.

Uma vez discutida a arquitetura deposicional e o contexto geotectônico dos depósitos triássicos do Rio Grande do Sul, parte-se para a comparação geológica entre o Estado e o oeste da Argentina. O artigo assumiu a forma de um artigo de revisão sobre o Triássico do sul da América do Sul em termos de contexto geotectônico e estilo deposicional. Às informações próprias foram somadas aquelas disponíveis na bibliografia. Apresenta-se a correlação cronológica entre os depósitos Triássicos do sul do Brasil e do oeste da Argentina, uma discussão sobre estilos deposicionais nas diferentes bacias, e modelos geotectônicos para explicar a sedimentação triássica do sul da América do Sul. Esta discussão abrange também as bacias do sul da África.

Date: 15-MAY-2003 09:47:20
From: SMTP%"J.Knowles@elsevier.com"
Subject: SEDGEO 2325
To: "henrique.zerfass@vortex.ufrgs.br" <henrique.zerfass@vortex.ufrgs.br>
Cc: (none)
Status: 2379 bytes [RFC822] [MIME]
Message: 30119041 / MAIL / NEWSMAIL / 9

PREVIOUS

NEXT

go BACK

Dear Dr. Zerfass,

I acknowledge with thanks the safe receipt of the manuscript "Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic" by Zerfass, H., Chemale Jr., F., Schultz, C.L. and Lavina, E.L.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

Copies will be sent out for review. If your paper is a regular research paper this will generally take 3 to 4 months. Should this for any reason take longer an email advising of the delay will be sent to you once this period is up. Otherwise a decision on publication will be communicated to you as soon as possible.

Yours sincerely,
 Frans Koning, Sedimentary Geology
 f.koning@elsevier.nl

Editorial Office
 P.O. Box 1930
 1000 BX Amsterdam
 The Netherlands
 Fax: 31 20 4853325

REPLY

FORWARD

auto-wrap include quote attachment(s) max.

TEXT

BINARY

VMS RFC822 header

go BACK

Message Read Guide

Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic

Henrique Zerfass^{a*}, Farid Chemale Jr.^a, Cesar Leandro Schultz^a, Ernesto Luiz Lavina^b

^a *Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brasil- Fax 55-51-33167047*

^b *Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Av. Unisinos 950, 93022-000 São Leopoldo-RS, Brasil*

* *Corresponding author: Rua Tupi 1149, Centro, 93320-050 Novo Hamburgo, RS, Brasil*

Abstract

Triassic continental sedimentation in Southern South America is related to the Gondwanides orogenesis directly. There were two distinct phases of sedimentation, (1) the wide alluvial basins during Early Triassic and (2) the restricted extensional basins during Middle and Late Triassic. The Early Triassic deposits are the Sanga do Cabral Supersequence (Southernmost Brazil and Uruguay), the Talampaya and Tarjados sequences and the Lower Puesto Viejo deposits (Western Argentina). These deposits represent poorly channelized braided rivers with source-areas in the Gondwanides units under compressional tectonic setting. The Middle and Late Triassic strata are rifts in the retroarc setting such as the Ischigualasto and Cuyo basins (Western Argentina) and some small basins of Patagonia and Northern Chile, and in the intracontinental setting (Santa Maria Supersequence, Southernmost Brazil). These basins are mainly composed of alluvial, lacustrine and deltaic deposits with a great pyroclastic contribution in the case of the basins of Chile and Argentina. Two rift sequences were identified in the Western Argentina basins composed of syn-rift alluvial deposition followed by lake transgression. The sag phase is marked by the progradation of deltaic and high sinuosity rivers. The Southernmost Brazil deposits were divided into three rift sequences composed of low sinuosity rivers followed by lake transgression. The progradation of deltaic and fluvial systems marks the sag phase. The accommodation space generation within the retroarc rifts was high if compared to the intracontinental coeval basin due to higher base level and higher tectonic subsidence rates. The development of deep organic matter-rich lakes suggests a more humid palaeoclimate in the retroarc region than in the intracontinental setting

where playa lakes dominated. The retroarc rifts are related to sinistral transtensional stresses in the western branch of Gondwanides region. The intracontinental rifts (the Southernmost Brazil deposits and coeval rift basins of Southern Africa) were generated by transtensional stresses within a dextral shear zone. The shear is related to stress transmission from the southern branch of the Gondwanides where occurred oblique compression.

Keywords: Triassic, South America, Gondwanides, continental sedimentation, rift

1. Introduction

The Triassic deposits of Southern South America are closely related to the Gondwanides that can be divided into two distinct tectonic settings: (1) the foreland Gondwanides which are exposed mainly in the Argentina and Chile and (2) intracontinental rifting, exposed in Southernmost Brazil. The Triassic sediments in these regions are very important because they are fossiliferous containing earlier dinosaur forms (such as *Staurikosaurus*, *Herrerasaurus* and *Eoraptor*) and mammal-like reptilians.

Substantial advances in the knowledge of the continental Triassic of Southern South America have been carried out by the last 25 years. Early Triassic bone-rich deposits in Southernmost Brazil and Uruguay were identified (Sanga do Cabral Formation) (Andreis et al., 1980; Lavina, 1982; Barberena et al., 1985) and a biostratigraphic framework to the Middle and Late Triassic of Southernmost Brazil was proposed and refined (Barberena, 1977; Scherer et al., 1995; Schultz et al., 2000). Besides, a sequence-stratigraphic framework for the Triassic deposits of Southernmost Brazil (Faccini, 1989, 2000; Zerfass et al., 2003) and Western Argentina (Kokogian et al., 1993; Milana and Alcober, 1994) was well established. Provenance studies in the Triassic deposits of Southernmost Brazil have been presented (Zerfass et al., 2000). Structural studies in the Santa Maria Supersequence (Southernmost Brazil) suggested the development of a rift basin coeval to the Waterberg Basin (Namibia) and included in the same rift system (Zerfass et al., in prep.). Isotope ages ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of tuffs interbedded with bone-rich deposits in the Ischigualasto Formation (Late Triassic, Western Argentina) (Rogers et al., 1993), have defined a global chronocorrelation horizon for Triassic continental strata.

The aim of this paper is to integrate the information about the continental Triassic of Southern South America regarding to tectonic environments and sequence stratigraphy with focus on the relationships between the Gondwanides orogen and the interior basins as well as the time correlation among the basins. This argumentation is sustained by field study in the Triassic deposits of Southernmost Brazil (Sanga do Cabral and Santa Maria supersequences) and Western Argentina (Cuyo and Ischigualasto basins and Talampaya region) (Fig. 1). In

addition to that we will compare the correlation of the studied South American basins with those Triassic basins located in Southern Africa.

The stratigraphic framework presented is based on the concepts of the sequence stratigraphy as discussed in many conceptual works (e.g. van Wagoner et al., 1988; Emery and Myers, 1996). The fluvial facies terminology is according to Miall (1978). The fluvial architectural element terminology is based on Miall's (1988, 1995, 1996) conceptions.

2. The orogen and the basins in the Triassic of Southern South America - a general view

The configuration of the Triassic basins on South America and the position of the Gondwanides orogen is shown at Fig. 1. The Gondwanides system is an Andean-type orogen (Ramos, 1999) that was developed by the subduction of the Panthalassan oceanic crust under the Gondwana continental crust (Veevers et al., 1994). The amalgamation of some accretionary terranes is also reported to the Western South America during the Gondwanides time (Ramos, 1996). We consider the deposition related to the Gondwanides cycle as a first-order sequence (Late Carboniferous to Late Triassic). Every single basin or strata set, which represent a distinct tectonic phase, is considered here as a second-order sequence (supersequence). The supersequence can be divided into third-order sequences tectonical and/or climatic controlled (sequence).

The Triassic deposits have developed after a disconformity close to the Permo-Triassic boundary (Fig. 2) that is related to the Gondwanides I paroxysm (sensu Veevers et al., 1994). A Permo-Triassic age is also reported to the Choiyoi magmatism of the Mendoza Province (Western Argentina) (Fig. 2). The Early Triassic deposits are the Sanga do Cabral Supersequence (Southernmost Brazil) and Talampaya/Tarjados sequences (Western Argentina) (figs. 1, 2). These deposits are alluvial strata and their style suggests a wide alluvial basin.

The Veevers et al.'s (1994) Gondwanides II paroxysm occurred roughly coeval to the early phases of rifting. There are rift basins in the retro-foreland context, such as Cuyo and Ischigualasto basins of Western Argentina and some small basins of Northern Chile and Patagonia (Fig. 1). Martin (1961) suggested that the Santa Maria Supersequence (sensu Zeffass et al., 2003) (Fig. 1) is included in an intracontinental system of basins with *en échelon* arrangement that extended from Southern Brazil to Southeastern Africa. This hypothesis was tested by Zeffass et al. (in prep.) using structural analysis. These authors suggested that the deposits represent the remains of a rift basin such as the Waterberg Basin of Namibia, confirming Martin's (1961) proposal.

The rifts of Northern Chile present either continental and marine deposits. Ischigualasto, Cuyo and the Patagonia basins are filled by continental deposits (alluvial, deltaic, lacustrine) with great pyroclastic contribution, whereas the Santa Maria Supersequence is composed of continental deposits without volcanic contribution.

3. Early Triassic: the wide alluvial basins

3.1. Early Triassic sedimentation

3.1.1. Sanga do Cabral Supersequence (Southernmost Brazil and Uruguay)

The Early Triassic strata of Southernmost Brazil were named "Sanga do Cabral Formation" by Andreis et al. (1980). These deposits occur also in Uruguay where they are named Buena Vista Formation. Lavina (1982) firstly reported the occurrence of fossils within this unit, the procolophonid reptilian Procolophon pricei. This finding confirmed the Early Triassic age proposed by Andreis et al. (1980). Many authors have reported other vertebrate fossils - temnospondyl amphibians, other procolophonids (Barberena et al., 1985; Santana, 1992; Schultz, 1995; Silva, 1999; Cisneros and Schultz, 2002). The palaeovertebrate content suggests a correlation with the Upper Induan *Procolophon* Range Zone (sensu Neveling et al., 1999) of the Karoo Basin (South Africa).

This unit was considered as a second-order sequence by Zerfass et al. (2003) – named Sanga do Cabral Supersequence - related to the Gondwanides I paroxysm that affected the Panthalassan margin of Gondwana close to the Permo-Triassic boundary. This unit overlies the Late Permian Rio do Rasto and Pirambóia formations.

This 50m (exceptionally up to 100m) thick unit is composed of massive and trough-cross laminated intraformational conglomerates and horizontal-laminated sandstones (Fig. 3) that were interpreted by Zerfass et al. (2003) as poorly confined channels, developed on a low gradient alluvial plain under an arid or semi-arid climate. The rate of accommodation space generation was low as suggested by the sedimentological evidences (abundance of erosive features, low thickness of the architectural elements, etc.) (Zerfass et al., 2003). Either the fluvial style and the faciological uniformity of the strata allow us to interpret the unit as a remain of a wide intracratonic depositional *locus*. The palaeocurrent data suggest a northward to eastnortheastward trend of the fluvial transport (Fig. 3). The provenance study presented by Zerfass et al. (2000) pointed out that the source-areas were uplifted sedimentary terranes to the south and southwest (Fig. 4).

The distribution of the unit in subsurface (under the Early Cretaceous Serra Geral volcanics, Fig. 1) is a controversial matter. In Southern Brazil, there is a lack of the Sanga do Cabral Supersequence in outcropping areas northward such as Serra do Rio do Rasto and

Serra do Espigão exposures (SRR and SE in Fig. 1, respectively), where Latest Permian strata are overlain by Early Cretaceous ones. Based on log analysis, Padula and Mingramm (1966) suggested that the Buena Vista Formation extends westwards in subsurface from Uruguay to Sachayoj region (Northern Argentina, Fig. 1). The same authors proposed that the northern boundary of the unit in Northern Argentina is located some tens of kilometers northward from Corrientes and Sachayoj towns (Fig. 1). The only fossils of the Buena Vista Formation were found in the logs in Northern Argentina are ostracodes with an uncertain age (Stipanovic, 2001).

3.1.2. Talampaya and Tarjados sequences (Western Argentina)

Bodenbender (1911, apud Stipanovic and Bonaparte, 1976) considered these strata as the uppermost level of the Paganzo foreland basin (Fig. 1), the so called "Paganzo III". On the other hand, Bossi (1971, apud Stipanovic and Bonaparte, 1976) and Milana and Alcober (1994) considered the units as the basal strata of the Ischigualasto rift basin (Fig. 1). Talampaya and Tarjados sequences occur in the same depositional *locus* of the Paganzo and Ischigualasto successions (Fig. 1) but the tectonic setting is distinct (see section 3.2). So that, we postulate that the Talampaya and Tarjados units form together a second-order sequence representing the sedimentary response to a distinct tectonic phase within the Gondwanides foreland deposition. The internal sedimentary record can be divided into third-order sequences probably controlled by base level fluctuations. However, there is few biostratigraphic information to confirm the time range of the two sequences.

The name of the Talampaya Sequence is after the "Talampaya Formation" as proposed by Romer (1966). The age of this unit is still uncertain because the only fossil remains are ichnofossils related to tetrapods (*Chirotherium*-type) that suggest a Triassic age (Stipanovic and Bonaparte, 1976). Talampaya Sequence overlies on angular unconformity the Paganzo Basin uppermost strata, dated as Late Permian (Kazanian-Tatarian) by Fernández-Seveso et al. (1993). The Talampaya Sequence together with the overlying Tarjados Sequence are overlain unconformably by the Anisian-Ladinian Ischichuca-Los Rastros Sequence (Middle Triassic). Indeed these relationships support an Early Triassic age for the Talampaya and Tarjados sequences.

The better exposures of the Talampaya Sequence are in the canyon of the Talampaya River (figs. 1, 5), although in this region the lower contact cannot be observed. At this zone Stipanovic and Bonaparte (1976) pointed out to a thickness of about 400m. According to Azcuy et al. (1978) the Talampaya Formation corresponds to the Amaná Formation that crops out southward of Talampaya region. The lower contact with the Paganzo Basin strata can be

seen in the Peñón River region (Fig. 5) where Talampaya Sequence presents about 200m in thickness. In this region, the unit is overlain directly by the lowermost strata of the Ischigualasto Basin.

The Talampaya Sequence is composed of pink-coloured horizontal- and trough cross-laminated sandstones and massive and trough cross-laminated orthoconglomerates (Fig. 6). The architectural elements gravel bar, sand bedform and laminated sand were identified (Fig. 6a). We interpret these strata as low sinuosity river channels deposits. The fluvial systems present an east-northeastward trend of the palaeocurrents (Fig. 6). The conglomerates present rounded clasts of granites, metasedimentary rocks and vein quartz fragments. Also, the source-area was to the west, composed of recycled orogen terranes related to the Gondwanides complex (Fig. 4).

The Tarjados Sequence corresponds to the "Tarjados Formation" firstly proposed by Romer (1966). According to Stipanovic and Bonaparte (1976) the unit presents a maximum thickness of 385m. A disconformity delineates the boundary between the Talampaya and Tarjados sequences. The lowermost strata of the latter unit onlap the disconformity surface, as can be seen in the canyon of the Talampaya River (Fig. 6b). Reptilian bones (*Kannemeyeri*) were found within the Tarjados Sequence (Stipanovic and Bonaparte, 1976). However, according to J. F. Bonaparte (verb. comm.) the fossils are fragments that do not provide any biostratigraphic information.

The deposition of the Tarjados Sequence began with a basal orthoconglomerate (2m thick) composed of clasts of volcanics and vein quartz that is overlain by rhytmite (Fig. 6). The 3m thick rhytmite level (Fig. 6c) presents abundant mudcracks. Orange-coloured lenses of trough cross-laminated sandstones (interpreted as sand bedform architectural elements) overlie the rhytmite (Fig. 6c). The about 1m thick sandstone bodies are bounded by thin mudstone levels. According to Stipanovic and Bonaparte (1976), this succession of sandstone bodies follows by 130m and is overlain by 120m of white- and red-coloured sandstones (Fig. 6).

A well pronounced erosional phase is marked by the disconformity between the Talampaya and Tarjados sequences. The deposition of the Tarjados Sequence took place after the erosional period as alluvial systems, represented by the conglomerate. A flooding phase is represented by the rhytmite, that are related to ephemeral lacustrine bodies. The alluvial sedimentation returned with the deposition of the sand bedform elements that are bounded by floodplain deposits. The uppermost part of the unit is composed of sandstones also related to alluvial systems although there is a lack of floodplain facies.

The lacustrine and floodplain deposits of the lower Tarjados Sequence suggest a shift in the depositional systems in comparison to the underlying Talampaya Sequence. The change is attributed to the increase of the rate of accommodation space generation due to two main factors: (1) an increase of the subsidence rate or (2) a climatic change to a more humid phase.

3.1.3. The Puesto Viejo deposits

The 700m thick Puesto Viejo Formation was firstly proposed by González Díaz (1964, apud Stipanovic et al., 2002) to designate Triassic deposits located to the south of San Rafael (Mendoza Province, Western Argentina, Fig. 1). An unconformity separates these strata from Palaeozoic deposits. According to Stipanovic (2001) and Stipanovic et al. (2002a) some authors had suggested that this formation could be divided into two levels, although this idea is still not consensual in a stratigraphic point of view. Bonaparte (1982) described the occurrence of two distinct faunas within the Puesto Viejo Formation: (1) the Agua de los Burros Local Fauna of the lower levels of the unit, correlated to the *Lystrosaurus* Zone of South Africa (Fig. 2), and the Puesto Viejo L. F. of the upper levels, correlated to the *Cynognathus* Zone of South Africa (Fig. 2). Some taxa of the second fauna have been also described in the Río Mendoza Formation of the Cuyo Basin (Fig. 2) (Bonaparte, 1982). The Puesto Viejo Formation is composed of conglomerates, sandstones, mudstones and volcanic rocks (Kokogian et al., 2001; Stipanovic, 2001; Stipanovic et al., 2002a). The sedimentary rocks are related to alluvial fan, low to high sinuosity fluvial systems and loess deposits (Spalletti, 1995; Kokogian et al., 2001). The volcanic rocks are pyroclastics and lavas of basaltic and rhyolitic composition related to explosive volcanism (Spalletti, 1995; Kokogian et al., 2001; Stipanovic et al., 2002a).

We suggest that the Puesto Viejo Formation consists of two distinct Triassic phases of South America, preserved in same *locus*. According to Bonaparte (1982), the lower units deposited in lower Early Triassic (Induan) while the upper units in upper Early Triassic (Olenekian) to lower Middle Triassic (Anisian) (Fig. 2). Thus, we consider the lower section of Puesto Viejo deposits as coeval to the Talampaya Sequence, and the upper section as an extensional basin, a probable reminiscent of the Cuyo Basin.

3.2. Early Triassic tectonics

There was an important deformation phase during the Gondwanides orogeny close to the Permo-Triassic boundary. Hälbig et al. (1983) obtained a metamorphic age ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of 247 ± 3 m.y. to this event in the Cape Fold Belt (South Africa). The change of the fluvial

style in the Karoo Basin deposits from high sinuosity by the Late Permian to low sinuosity by the Early Triassic is also related to uplift in the Cape Fold Belt region (Hiller and Stavarakis, 1984; Smith, 1995). The main metamorphic and deformational phase in the Sierra de la Ventana (Buenos Aires Province, Argentina) is also related to this phase (López-Gamundi et al., 1994; López-Gamundi and Rossello, 1998). In the same region, the units of the Permian Sauce Grande foreland basin (Fig. 1) were deformed and sedimentation interrupted, due to the advance of deformational front inwards Gondwana supercontinent.

The development of the wide alluvial plains in Southern South America (and on South Africa) during Early Triassic is directly related to this paroxysm in the Gondwanides orogen. The lack of restricted sedimentation within retroarc rifts suggests that compression dominated the Gondwanides system due probably to a lower subduction angle of the Palaeopacific plate. According to Spalletti (2001), the main phase of the Choiyoi magmatism (figs. 1, 2, 4) is reported to the Permo-Triassic boundary (257m.y. to 243m.y.). This magmatic association is not related to subduction having been originated within a thick crust by a post-collisional period (Spalletti, 2001). Transcurrent faulting controlling the emplacement of Choiyoi rhyolites in the Precordillera region (Río Tupungato, Mendoza Province) is reported by Fuentes et al. (1986).

The Sanga do Cabral alluvial system might be connected to the peripheral bulge developed as a consequence of the compressive stresses in the Sierra de la Ventana region (Fig. 4). In Western Argentina, Talampaya/Tarjados deposits also represent the remains of a wide alluvial basin (Fig. 4). The predominance of first cycle detritus within the sandstones and conglomerates of the Talampaya/Tarjados strata suggests that the source-area was the Gondwanides orogenic units. In terms of tectonic setting, these units are similar to the Katberg Formation, Early Triassic of the Karoo Basin, South Africa, whose fluvial systems started in the Cape Fold Belt (c.f. Johnson, 1991) (Fig. 4).

One open question is the probable link between the Sanga do Cabral and Talampaya/Tarjados alluvial systems. Every fluvial system could flow to a depocenter positioned on the actual Paraguay region. On the other hand, the Asunción arch developed by Late Permian (Lavina, 1991) could be still a high by Early Triassic partitioning the alluvial basin (Fig. 4).

4. Middle and Late Triassic: the extensional phase

4.1. Middle and Late Triassic sedimentation

4.1.1. Santa Maria Supersequence (Southernmost Brazil)

The name “Santa Maria beds” was firstly used by the pioneer stratigraphers of the Paraná Basin (e.g. White, 1908; Oliveira, 1916) to designate informally the palaeotetrapod-rich Middle and Late Triassic strata from Southernmost Brazil. Gordon Jr. (1947) proposed the Santa Maria Formation and Andreis et al. (1980) divided it into two units, the Santa Maria and Caturrita formations. Faccini (1989) identified the occurrence of a distinct uppermost level with the status of depositional sequence – the “Mata Sandstone”. The term “Santa Maria Supersequence” was proposed by Zerfass et al. (2003) who considered the entire succession as a second-order sequence.

The palaeovertebrate content (therapsids, rhynchosaurs, dinosaurs, sphenodontids) lead to the establishment of three biozones: the *Therapsid* (Ladinian) and *Rhynchosaur* (Carnian) cenozones and the *Jachaleria* level (Norian) (Barberena, 1977; Barberena et al., 1985; Scherer et al., 1995; Schultz, 1995; Schultz et al., 2000). Zerfass et al. (2003) integrated the palaeontological and geological data to establish a sequence-stratigraphic framework. The authors divided the Santa Maria Supersequence into three third-order sequences: the Santa Maria 1 (up to 50m thick, Ladinian age), Santa Maria 2 (up to 130m thick, Carnian age) and Santa Maria 3 (about 20m thick, Rhaetian-Early Jurassic age) sequences (Fig. 7). The third-order sequences begins with fluvial deposition (low sinuosity rivers preferentially, Fig. 7a) that are overlain by transgressive shallow lacustrine deposits (playa lakes, Fig. 7b). The Santa Maria 2 Sequence presents a well-preserved highstand systems tract composed of rhythmites (Fig. 7c), sigmoidal sandstone bodies and amalgamated sandstone bodies that are interpreted as deltaic and fluvial deposits. The Santa Maria 3 Sequence is only composed of silicified logs-rich conglomeratic sandstones (Mata Sandstone sensu Faccini, 1989, Fig. 7d). The logs are related to conifers and are well studied (e.g. Guerra-Sommer and Gamermann, 1985; Minello, 1994; Guerra-Sommer et al., 1999) although they do not provide enough biostratigraphical information to establish the precise age of this sequence.

The palaeocurrent trend of the fluvial deposits of the Santa Maria Supersequence is north-northeastward (Fig. 7). Zerfass et al. (2000) pointed out to a mixing of recycling and first cycle detritus within the fluvial sandstones and conglomerates. The first cycle detritus are related to granitic-gneissic source-areas with near southwards provenance as already discussed by Zerfass et al. (2000, 2003).

4.1.2. Ischigualasto Basin

This extensional basin is located in the provinces of San Juan and La Rioja (Western Argentina) and presents a 400km NW-strike major axis (Fig. 1). The southward extension of this basin is the depocenter of Marayes (Fig. 1) that has a stratigraphic architecture very

similar to that of northern depocenter (Stipanovic, 2002). Our study concentrated in the northern depocenter (Ischigualasto-Valle de la Luna region, figs. 1, 5). The pioneer stratigraphic works of the Ischigualasto Basin were published in nineteenth century. The lithostratigraphic framework of this basin has been presented by Frenguelly and Rammaccioni by the 1940' decade (Stipanovic and Bonaparte, 1976). A review of lithostratigraphy was proposed by the latter authors following the general conceptions of Frenguelly and Ramaccioni. Milana and Alcober (1994) presented the first sequence-stratigraphic framework.

We consider the basin fill as a tectonically induced second-order sequence divided into two third-order sequences: the Ischichuca-Los Rastros (Anisian-Ladinian age, Fig. 8) and Ischigualasto-Los Colorados (Carnian to Rhaetian age, Fig. 9) sequences. The sequence names are based on the established lithostratigraphic nomenclature. Our field observations lead us to follow the sequence-stratigraphic proposal of Milana and Alcober (1994). The most significant difference is that we do not consider the Talampaya and Tarjados sequences as syn-rift deposits. According to our proposal the rift succession began with the deposition of conglomerates and sandstones at the base of the Ischichuca-Los Rastros Sequence that crop out in the Río del Peñón and Cerro Morado areas and overly the Talampaya Sequence (figs. 5, 8).

The Ischichuca-Los Rastros Sequence has a maximum thickness of 1750m in the Ischigualasto region (Stipanovic and Bonaparte, 1976). The basal succession is composed of about 50m of green-coloured massive orthoconglomerates and horizontal- and trough cross-bedded sandstones (Fig. 8). The conglomerates are interpreted as gravel bar elements and the sandstones as sand bedform, laminated sand (Fig. 8a) and downstream accretion architectural elements suggesting the deposition within low sinuosity river channels. The palaeocurrent trend is northeastward (Fig. 8). The conglomerates are mainly composed of clasts of vein quartz and gneiss.

This succession is covered by a 20m thick gray-coloured shale as sharp boundary, interpreted as a transgressive surface (Fig. 8). The transgressive systems tract (750m thick) is a succession of parasequences (Fig. 8). Every parasequence (about 6m thick) is composed of dark gray-coloured organic shales, rhythmites and sigmoidal sandstones from the base to the top. The macroforms of the transgressive systems tract indicate a northward trend of the palaeocurrents (Fig. 8). The maximum flooding surface coincides with the lithological contact of the Ischichuca and Los Rastros formations. The highstand systems tract is up to 1000m thick. It contains parasequences (about 4m thick) composed of brown-coloured rhythmites at the base and trough cross-laminated sandstones at the top (Fig. 8).

Milana (1998) related these parasequences to the rate of accommodation space generation within the rift lake. This author recognized typical coarsening upward parasequences related to Gilbert-type deltas that were deposited under higher rates of accommodation space generation that coincides with our description of the parasequences within the transgressive systems tract (Fig. 8b). Milana (1998) also characterized a type of parasequence which is internally truncated by erosional surfaces, related to braided deltas that occur mainly within the highstand systems tract..

In the basal portion of the Ischichuca-Los Rastros Sequence occurs a palaeoherpetofauna (Los Chañares Fauna) that according to Bonaparte (1982) is somewhat older than the *Therapsid* Cenozoone of the Santa Maria 1 Sequence. According to Spalletti et al. (1999) the strata of the Ischichuca Formation contain plant remains related to their CSD biozone (lower half of the Middle Triassic). Thus, we propose that the Ischichuca-Los Rastros Sequence were deposited by the Anisian-Ladinian (Fig. 2).

A disconformity delineates the contact between this sequence and the 1600m thick Ischigualasto-Los Colorados Sequence. This can be recognized in the Valle de La Luna region (Fig. 5) where there is a toplap termination of the lower sequence strata (Fig. 8c). The succession of the upper sequence begins with up to 10m coarse trough cross-laminated sandstones related to sand bedforms deposited in fluvial channels with a northward palaeocurrent trend (Fig. 9). These sandstones are overlain by mudstones delineating a transgressive surface (Fig. 9). The transgressive systems tract corresponds to the up to 1000m thick Ischigualasto Formation approximately. This unit is composed of green- and brown-coloured mudstones and subordinated trough-cross laminated sandstones and tuffs (Fig. 9a). Latherithic levels also occur and are probable related to palaeossols. We interpret this succession as deposited into shallow lacustrine bodies and floodplains.

The transgressive systems tract contains a rich palaeotetrapod fauna (Ischigualasto Fauna) that according to Bonaparte (1982) has some age overlap with the *Rhynchosaur* Cenozoone of the Santa Maria 2 Sequence. The same Rhynchosaur genera *Scaphonyx* is found in the lower levels of the Ischigualasto Formation (transgressive systems tract) and in the Santa Maria Formation (Marsicano et al., 2001). In the case of the second unit, the referred genera is found in the middle part of the Santa Maria 2 Sequence. A tuff level at the base of the transgressive systems tract was dated 227.8 ± 0.3 m.y. (Rogers et al., 1993). Spalletti et al. (1999) mentioned that the plant remains found within this unit is related to their BNP biozone with a Middle to Late Triassic age (Ladinian-Carnian age). We suggest a Latest Ladinian

to Carnian age to the transgressive systems tract of the Ischigualasto-Los Colorados sequence based on the palaeontological and radiometric data.

The contact between the Ischigualasto and Los Colorados formations is marked by a colour change from green and brown-coloured mudstones and sandstones (Ischigualasto Formation) to red-coloured sandstones and conglomerates (Los Colorados Formation). According to our field observations the contact is gradational taking account the facies criteria (Fig. 9b). We relate the Los Colorados succession (up to 1000m thick) to the highstand progradation (Fig. 9). The lower sandstones and conglomerates lenticular bodies of the Los Colorados succession are interpreted to be deposited in low sinuosity rivers (Milana and Alcober, 1994; Bracco et al., 1997). Bracco et al. (1997) also recognized facies associations related to floodplains and high sinuosity rivers with a coarsening upward trend within the Los Colorados succession.

The dicynodont *Jachaleria colorata* was found in the transition between the Ischigualasto and Los Colorados formations (Bonaparte, 1982). The same genera was found in the Santa Maria Supersequence (Barberena et al., 1985; Scherer et al., 1995; Schultz, 1995; Schultz et al., 2000). According to R. R. Rubert (verb. comm.) the level where this specimen was found corresponds to the uppermost part of the Santa Maria 2 Sequence. So that, the *Jachaleria* level within the two basins consists in an important correlation horizon with a probable Early Norian age (Fig. 2).

The La Esquina Local Fauna is related to the uppermost strata of the Los Colorados Formation. It is dominated by archosaurs of latest Triassic age (Bonaparte, 1982). The plant remains found in the highstand systems tract (Los Colorados succession) belong to DLM biozone of Spalletti et al. (1999) that is positioned in the upper half of the Late Triassic (Norian-Rhaetian age). Indeed we conclude that the highstand systems tract of the Ischigualasto-Los Colorados Sequence were deposited by the Norian and Rhaetian age (Fig. 2).

The overlying sequence is Cerro Rajado formation. Stipanovic and Bonaparte (1976) describe an unconformity between the Los Colorados and Cerro Rajado formation, suggesting Early Cretaceous age for the latter. Conversely, Bracco et al. (1997) point to a contact between the two units as gradational and suggest that the Cerro Rajado Formation could represent the uppermost strata of the Ischigualasto Basin.

4.1.3. Cuyo Basin

This basin presents a 400km NW-strike major axis (Fig. 1) and is located on the Mendoza Province. Its northernmost part is located on the San Juan Province (Barreal

depocenter, Fig. 1). An eastern branch of the Cuyo Basin occurs in the San Luis province (Beazley depocenter, Fig. 1). Our studies are developed in the Potrerillos region (Fig. 1), where a complete stratigraphic section is well exposed.

The strata of the Cuyo Basin were referred firstly by Charles Darwin who studied the geology of the Paramillos de Uspallata region during his excursion to the Precordillera by the nineteenth century. Lithostratigraphic revisions were presented by Rolleri and Criado Roque (1966), Días and Massabie (1974) and Rolleri and Fernández Garrasino (1976). Genetic stratigraphic studies were presented more recently such as the facies tracts conceptions of Strelkov and Alvarez (1984) and the sequence-stratigraphic proposal of Kokogian et al. (1993, 1999). Frey and Rosenfeld (1992) presented a study of the depositional systems in the Potrerillos area. Our sequence-stratigraphic conception follows the proposal of Kokogian et al. (1993, 1999). We propose the occurrence of two third-order sequences named Río Mendoza-Cerro de las Cabras (Anisian-Ladinian) and Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco (Carnian-Rhaethian) sequences.

A nonconformity delineates the contact between the Río Mendoza-Cerro de las Cabras Sequence and the Choiyoi igneous rocks. The basal succession (corresponding to the Río Mendoza Formation, Fig. 10) is constituted of about 350m of brown-coloured orthoconglomerates (gravel bar architectural elements), diamictites and subordinated tuffs and horizontal- and trough cross-laminated sandstones (figs. 11, 11a). The orthoconglomerates presents an eastward palaeocurrent trend and is composed of sub-rounded clasts of mafic volcanics and vein quartz. This succession is interpreted as the lowstand systems tract composed of alluvial fan deposits. The source-rocks were probable Choiyoi terranes.

According to Stipanovic (2002) the younger rocks of the Choiyoi province present radiometric ages between 280m.y. and 240 m.y. The basal Río Mendoza-Cerro de las Cabras Sequence is dated by U-Pb Shrimp method at 243 ± 5 m.y. (Ávila et al., 2003) which is contemporaneous to the upper section of the Choiyoi magmatism. This information put the basal portion of the Cuyo Basin in the Olenekian age (Fig. 2).

The 100m thick top succession (corresponding to the Cerro de las Cabras Formation) overlies the former abruptly (figs. 10, 11) according to our field observations. However, according to Rolleri and Fernández Garrasino (1976) and Stipanovic et al. (2002b) the two units are interfingered in another points of the basin. Thus, we consider this contact as the transgressive surface (figs. 10, 11).

The transgressive systems tract (Cerro de las Cabras succession) is composed of green-coloured volcanic tuffaceous breccias, lapillites, tuffs, organic shales and subordinated

trough cross-laminated conglomerates and sandstones (Fig. 11). The shales contain great amounts of plant remains. We interpret this facies association as deposited in a floodplain or shallow lake with great pyroclastic contribution that was cut by fluvial channels during short-term base-level fall periods. Kokogian et al. (1993) described also the occurrence of turbiditic lacustrine beds in some portion of the Cuyo Basin.

Bonaparte (1982) mentioned the found of two species of kannemeyeriid dicynodonts in the Río Mendoza and upper Puesto Viejo formations, that are related to the *Cynognathus* Zone (Olenekian). As can be presented later, the overlying Potrerillos strata present a probable Carnian – Norian age based on its palaeofloristic content (Spalletti et al., 1999). Hence, the Río Mendoza-Cerro da las Cabras Sequence might have an Olenekian to Ladinian age (Fig. 2).

The Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco Sequence rests conformably on the first sequence according to our field observations in the Potrerillos region (Fig. 10). However, in other points of the basin the boundary is marked by an unconformity or disconformity (Rolleri and Fernández Garrasino, 1976; Morel et al., 2002). The lowstand systems tract of this sequence (100m thick, corresponding to the Potrerillos Formation) is composed of 20m thick gray-coloured orthoconglomerates (gravel bar architectural elements), followed by a 100m thick gray-coloured intercalation of tuffs and mudstones with lenses of coarse trough-cross laminated sandstones and 30m thick red-coloured orthoconglomerates (gravel bar architectural elements, Fig. 11b), from the base to the top (Fig. 11). The lower and upper conglomerate levels represent two major fluvial reactivations when higher energy rivers have developed. The middle level represent a period of quiescence in the alluvial basin when the conditions were more favourable to the deposition and preservation of pyroclastic deposits. The alluvial deposits of this interval present a southward trend of the palaeocurrents (Fig. 11). The clasts are rounded and composed of tuffs, mafic and felsic volcanics and vein quartz.

The following transgressive systems tract (150m thick, corresponding to the Cacheuta Formation) consists in a fining upward succession of sandstones and tuffs (intercalated with mudstones), rhytmites and black organic shales (Fig. 11). This succession represents the transition from fluvial-deltaic to lacustrine systems. There is an abrupt colour change in the upper shale level from black to red that marks the contact between the Cacheuta and Río Blanco formations. We interpret this change as the consequence of the lake shallowing pointing out the maximum flooding surface.

The highstand systems tract of the Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco Sequence is represented by the Río Blanco Formation. This succession begins with red shales (up to 20m thick) followed by lenses of trough cross- and climbing cross-laminated sandstones and

siltstones and thin intercalations of mudstones (up to 15m thick) (Fig. 11). This lower succession is related to the shallowing of the rift lake and the progradation of deltaic systems. The palaeocurrents point out to a southeastward sense of the flow (Fig. 11). The upper part of the highstand systems tract is composed of an up to 100m thick succession of horizontal- and trough cross-laminated sandstones intercalated with red mudstones presenting latheritic levels (Fig. 11). The mudstones represent fine deposits of the floodplain and the sandstones represent in-channel macroforms such as sand bedform, laminated sand and lateral accretion architectural elements. The amount of mudstone increases upward and the downstream accretion architectural elements are present close the top (Fig. 11c). Thus, we suggest that there was a progressive maturation of the fluvial systems from more less sinuous and unconfined systems to high sinuosity systems. These fluvial systems present palaeocurrents to the southeast (Fig. 11). Lluch (1971) and Spalletti et al. (1995) described a uppermost stata in the Río Blanco succession as lacustrine with pyroclastic contribution and loess deposits in the Divisadero Largo area.

The lowstand systems tract of this sequence (Potrerillos succession) present a Late Ladinian to Carnian age and the highstand systems tract present a Latest Triassic age according to the palaeofloristic content (Spalletti et al., 1999). Thus, we consider the Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco as deposited during the time span comprised by the Latest Ladinian and the Rhaethian age (Fig. 2).

In the Potrerillos area the Cuyo Basin strata are overlain by Cenozoic sediments (Días and Massabie, 1974; Frey and Rosenfeld, 1992); in another areas the strata are overlain by the Jurassic Barrancas Formation (López-Gamundi et al., 1994; Kokogian et al., 1999). As already mentioned, the estimated subsurface thickness in the depocenter central portion are greater than that obtained in the field. The Río Mendoza-Cerro de las Cabras Sequence can reach thickness more than 1000m whereas the Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco Sequence up to 1700m (Kokogian et al., 1993).

4.1.4. Northern Patagonia basins

There are some small basins on the North Patagonian Massif such as the Paso Flores, Comallo, Los Menucos and Puesto Piris (Fig. 1). These basins present the predominance of pyroclastics and alluvial fan deposits with subordinated lacustrine deposits, which are up to 350m thick (Kokogian et al., 1999, 2001) with exception of the Comallo basin (900m thick). Based on their palaeofloristic content and radiometric ages the Comallo and Los Menucos basins formed from Middle to Late Triassic age (Carnian-Norian), while the other small

basins present only palaeoflora of Late Triassic age (Kokogian et al., 1999, 2001; Spalletti et al., 1999).

4.1.5. El Tranquilo basin

This basin is located on the Deseado Massif (Santa Cruz Province, Southern Patagonia, Fig. 1). It consists in a single basin tectonically controlled by NNW-SSE lineament (Kokogian et al., 1999). The strata of this basin are divided into two units separated by a disconformity: the Cañadón Largo (up to 650m thick) and Laguna Colorada (up to 450m thick) formations (Kokogian et al., 1999).

The Cañadón Largo Formation is mainly composed of fluvial deposits (Kokogian et al., 1999). The Laguna Colorada presents fluvial and pyroclastic strata (Kokogian et al., 1999). According to Spalletti et al. (1999), the palaeofloristic content of the El Tranquilo basin points out to a Late Ladinian to Carnian age.

4.1.6. Northern Chilean basins

These NW-SE elongated (Fig. 1), extensional basins are named Profeta, San Félix, Cifuncho, La Ternera and La Coipa. The two first basins have marine deposits and the other are filled by continental ones (Suarez and Bell, 1992). Most of these basins are filled by the Middle Triassic to the Early Jurassic. However, the San Félix Basin contains Early Triassic strata and the Profeta Basin Late Triassic to Late Jurassic strata (Suarez and Bell, 1992). The thickness of the sedimentary fill can attain up to 6000m (San Félix Basin, Suarez and Bell, 1992).

The continental strata are related to alluvial fan, braided rivers, and lacustrine systems. The marine strata are mainly composed of turbidites related to fan deltas (Suarez and Bell, 1992). Lavas and pyroclastics are also described in these basins (Suarez and Bell, 1992; Blanco Pavez, 1997).

4.2. *Sedimentary infill of Middle Triassic rifts*

The studied rift basins follows the general models by Leeder and Gawthorpe (1987) to the stratigraphic architecture in rift basins. Our considerations are based on the facies succession and the palaeocurrent trends. There were two main rifting phases in the Western Argentina that are represented by the two sequences of the Cuyo and Ischigualasto basins as already discussed by Kokogian et al. (1993) and Milana and Alcober (1994). In the Southern Brazil there were three sequences (Santa Maria 1, 2 and 3). Every major fault reactivation is

marked by the deposition of alluvial strata (lowstand systems tract) related to transversal drainage systems (e.g. Río Mendoza, Potrerillos, lower Ischichuca and lower Santa Maria 1, 2 and 3 successions). The lowstand alluvial strata of the Ischichuca-Los Rastros sequence is a good example of a transverse drainage system developed from the active rift margin according to its palaeocurrent trend (Fig. 8).

The lowstand deposition is followed by instantaneous lake transgression. The rift lakes are deep (e.g. upper Ischichuca, Cacheuta) and shallow lakes (playa lake-type) (e.g. Las Cabras and Ischigualasto successions, transgressive mudstones within Santa Maria Supersequence). During these periods the alluvial deposition is minimized and restricted to the basin margins. Thus, there was a better preservation of the pyroclastic deposits in the Chile and Argentina basins. The palaeocurrent trend of the upper Ischichuca deposits (Fig. 8) suggests the development of deltaic macroforms that migrated in a direction parallel to the NW-strike axis of the Ischigualasto Basin.

The sag phase is represented by the highstand fluvial-deltaic deposits. The palaeocurrent trend of these deposits suggests the development of axial drainage systems in the retroarc rifts (e.g. Río Blanco succession, Fig. 11). Milana and Alcober (1994) mentioned also the occurrence of drainage systems which came from the hanging wall margin of the Ischigualasto Basin during the sag phase. The sag deposits of the Santa Maria 2 highstand systems tract are represented by fluvial-deltaic deposits that maintained the transversal pattern.

The comparison of the thicknesses of the rift deposits points out to a major accumulation within the basins of Chile and Western Argentina (retroarc rifts) than within the Southern Brazil – Southern Africa ones (intraplate rifts). The sedimentary succession is 6000m thick in the Northern Chile basins, 3500m thick in the Ischigualasto Basin and 2700m thick in the Cuyo Basin. Conversely, the Santa Maria Supersequence is about 200m thick and the Waterberg Basin from Namibia (Fig. 12) is up to 700m thick.

Major sedimentary thicknesses are directly related to high rates of sedimentary input and accommodation space generation. The sedimentary input is maximized by tectonically controlled upwellings of the source-area. The climatic cycles in the source-area can play a very important role in sedimentary yield (Perlmutter and Matthews, 1989; Perlmutter et al., 1998). The accommodation space generation is controlled by the basin subsidence, the base level and the fluvial graded profile within interior basins (Shanley and McCabe, 1994; Gawthorpe and Leeder, 2000; Faccini and Paim, 2001).

The Chile and Western Argentina basins are located in a retroarc setting where the sedimentary input and the subsidence rate was rather high. The base level was high within the

Western Argentina rifts as suggested by the geological evidences (e.g. organic matter-rich deep lacustrine deposits of the transgressive systems tract within the Ischichuca-Los Rastros and the Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco sequences). The base level was controlled by the high subsidence rate and by the relatively humid palaeoclimate as suggested by the palaeofloristic evidences mentioned by Zamuner et al. (2001).

Conversely, the subsidence rates might be lower in the intracontinental rifts of Southern Brazil and Southwestern Africa. The source-areas were composed of denudated, ancient granitic-gneissic basement (Zerfass et al., 2000) and the palaeoclimate was semi-arid in the South Brazil (Zerfass et al., 2003). So that, either the accommodation space generation rates and the sedimentary input were lower than within the coeval retroarc rifts. As the result of this situation, there is the thin sedimentary succession of the Santa Maria Supersequence composed of fluvial and shallow lacustrine deposits containing many evidences of interruptions in the deposition (e.g. erosional surfaces, palaeosols).

4.3. Middle to Late Triassic tectonics: the southwestern Gondwana extensional phase

The Triassic extension associated with initial stage of the Gondwana fragmentation is widely accepted (e.g. Uliana et al., 1989; Nullo, 1991; Holzförster et al., 1998; Wanke et al., 1998). Alternatively, we propose that such extensional phase might be related to the Gondwanides orogenesis and Pangaeon rotational movements. These processes induced transtensional stresses which led to the creation of the Middle and Late Triassic extensional basins. The main aspects of our work hypotheses are (1) the long time span (about 40m.y.) between the Triassic extension and the beginning of the Gondwana break-up, (2) the metamorphic Middle Triassic ages in the Cape-Karoo system (Hälbich, 1983; Hälbich et al., 1983) indicating that the Gondwanides orogen was still active by the Middle Triassic, (3) the geometric relationship between the opening of the proto-Atlantic and proto-Indian oceans (N-S strike approximately) and the highly oblique Triassic extensional basins system in South Brazil and South Africa and (4) the absence of Middle to Late Triassic magmatism in South Brazil and South Africa that would be expected in a generalized continental break-up process.

We will discuss the development of the Triassic extensional basins in the Southwestern Gondwana relating the intracontinental basins to the geodynamic processes occurred in the Gondwanides orogen. The magmatic record of Western Argentina basins is related to the retro-arc tectonic setting with extensional geochemical character (Ramos, 1993, Rossa and Mendoza, 1999).

The herein present informations point to a direct relationship between sedimentary infill and extensional faults. Such situation is particularly clear in the basins of Northern

Chile (Suarez and Bell, 1992), Ischigualasto (Milana and Alcober, 1994), Cuyo (Uliana et al., 1990; Dellapé and Hegedus, 1995) and Southern Africa as the Waterberg (Martin, 1982; Johnson et al., 1996; Wanke et al., 1998; Holzförster et al., 1998, 1999), Mid Zambezi (Martin, 1982; Johnson et al., 1996), Cabora Bassa (Johnson et al., 1996) and Ruhuhu (Wopfner and Markwort, 1991; Wopfner, 2002) (Fig. 12). Zeffass et al. (in prep.) associate the Santa Maria Supersequence with the rift system recognized in Southern Africa (Fig. 12).

Vizán and Rapalini (1991) and Rapalini and Vizán (1993) presented models to explain palaeomagnetic anomalies for the Permo-Triassic times firstly mentioned by Oviedo and Vilas (1984) if the classical reconstructions of Gondwana (e.g. Norton and Sclater, 1979) were adopted. According to Vizán and Rapalini (1991) and Rapalini and Vizán (1993) there was a dextral movement of East Gondwana (Australia, East Antarctica and India) relative to West Gondwana (South America, Africa and Madagascar) by the Late Carboniferous to Early Triassic. During Middle Triassic, a sinistral movement between the two blocks (Fig. 12) reestablished a continental configuration similar to the classical reconstructions. The relationship of the extensional basins of the Western South America and sinistral shear is suggested by Nullo (1991). This is also supported by von Gosen and Buggisch (1989) that describe a sinistral E-W strike shear in the Sierra de la Ventana region during Triassic.

We conclude that the extensional basins of Chile and Western Argentina could be generated by the transtension related to the regional sinistral shearing (Fig. 12) with reactivation of ancient crustal sutures (Ramos, 1996, 1999). The same process has generated the basins of the western part of the South Brazilian – South African basin system (Fig. 12). If we assume this assumption, the lineament structure which gave rise the Atlantic Ocean (as the Permo-Triassic Atlantic Shear Zone proposed by Visser and Praekelt, 1996, 1998, Fig. 12) would correspond to the accommodation zone (or transfer zone) of the transtensional rifting (Fig. 12). With respect to the basins Mid-Zambezi, Cabora Bassa and Ruhuhu we put two major shear zones parallel to the Atlantic Shear Zone to explain the *en échelon* distribution of these basins and the Waterberg and Santa Maria basins.

These transfer zones or accommodation zones can be relate to the oblique compression of the Gondwanides (Fig. 12). The stress transmission from the fold belt to the foreland region by shear zones occur either in Pacific-type margins and continental collision complexes. Deformation related to shear zones is observed in more than 1000km away from the orogen as in the Alpine foreland (Ziegler, 1987). Late Palaeozoic deformation in the distant Central Africa region is related to the Gondwanides active margin (Daly et al., 1991).

5. Conclusions

- 1) The Triassic sedimentation in Southern South America is related directly to the Gondwanides orogen.
- 2) There are two distinct phases of sedimentation in the Southern South America by the Triassic: (1) the Early Triassic wide alluvial basins and (2) the Middle and Late Triassic extensional basins.
- 3) The wide alluvial basins are represented by the Sanga do Cabral Supersequence (Southernmost Brazil and Uruguay) and the Talampaya and Tarjados sequences (Western Argentina). They are composed of braided river deposits with provenance from the Gondwanides system to the south and west. This alluvial deposition marks an important source-area uplift close to the Permo-Triassic boundary.
- 4) Compression dominated the Palaeopacific margin of Southwestern Gondwana from Late Permian to Early Triassic.
- 5) The Middle and Late Triassic extensional basins are the Santa Maria (Southernmost Brazil), Ischigualasto and Cuyo (Western Argentina), El Tranquilo (Southern Patagonia) and small basins of Northern Patagonia and Northern Chile. These basins are composed of continental strata mainly as exception of some marine basins of Chile. The basins of Argentina are composed of alluvial fan, high and low sinuosity rivers, deltaic and deep lacustrine deposits and pyroclastic rocks. The Southernmost Brazil basin is composed of fluvial, deltaic and shallow lacustrine deposits.
- 6) The Western Argentina basins present two syn-rift/sag phases (Ischichuca-Los Rastros and Ischigualasto-Los Colorados sequences in the Ischigualasto Basin and Río Mendoza-Cerro de las Cabras and Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco sequences in the Cuyo Basin). Every phase began with transversal alluvial deposition followed by an instantaneous lake transgression. The sag phase is represented by axial fluvial-deltaic progradation. The South Brazil deposits represent three rifting phases (Santa Maria 1, 2 and 3 sequences) that began with transversal alluvial deposition. The shallow lake transgression is observed in the two lower rift sequences.
- 7) The extensional basins of Chile and Western Argentina presented higher rates of sedimentary yield and accommodation space generation than the Southern Brazil one due to the climatic and tectonic factors (e.g. more elevated source-areas, higher base level, higher subsidence rates).

8) The extensional basins are directly related to transtensional stresses in the Gondwanides region. A sinistral shear zone developed in the boundary between the Gondwanides and the South American platform and that followed as the suture between the Western and Eastern Gondwana played an important role in the development of the basins of Chile and Western Argentina. The extensional basins of Southern Brazil and Southern Africa have an *en échelon* distribution controlled by dextral shear zones sub-perpendicular to the Gondwanides orogen (such as Atlantic Shear Zone). These shear zones were generated by oblique compression in the Gondwanides orogen.

Aknowledgements

This paper resulted from the Ph.D. project by H. Zerfass supported by the Brazilian Research Council (CNPq – processes 140090/2001-0 and 462569/2000-4). We are very grateful to M.Sc. A. Bracco (Universidad Nacional de San Juan), Dr. C. A. Cingolani and Dr. H. Ticky (Universidad Nacional de La Plata) for their help during the field trips in Argentina. We would also like to thank Dr. J. F. Bonaparte (Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia and Universidade Federal do Rio Grande do Sul) for his important palaeontological information and M.Sc. R. R. Rubert for his important geological information. We thank also Msc. A. W. Borba, E. Guadagnin, G. Mallmann and J. N. Ávila (UFRGS) for their assistance in the fieldwork and constructive discussions.

References

- Andreis R. R., Bossi, G. E., Montardo, D. K., 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú, Anais, 2:659-673.
- Ávila, J. N., Chemale Jr., F., Cingolani, C. A., Armstrong, R., Kawashita, K., 2003. Sm-Nd isotopic signature and U-Pb Shrimp zircon dating of the Cacheuta Sub-Basin, Cuyo Basin, NW-Argentina. South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Abstracts.
- Azcuy, C. L., Morelli, J. R., Valencio, D. A., Vilas, J. P., 1978. Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya. Congreso Geológico Argentino, 7, Neuquén, Actas, 1:243-256.
- Barberena, M. C., 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. Pesquisas, 7:111-129.
- Barberena, M. C., Araujo, D. C., Lavina, E. L., Azevedo, S. A. K., 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. In: In: Campos, D. A., Ferreira, C. S., Brito, I. M., Viana, C. F. (Eds.), Coletânea de Trabalhos

- Paleontológicos. Departamento Nacional da Produção Mineral, Série Geologia, Seção Paleontologia e Estratigrafia 2:21-28.
- Blanco Pavez, N., 1997. Formación La Ternera: ambientes depositacionales fluviales, Triásico Superior, III Región de Atacama, Chile. Congreso Geológico Chileno, 8, Actas, 1:445-449.
- Bonaparte, J. F., 1982. Faunal replacement in the Triassic of South America. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 2(3):362-371.
- Bracco, A., Herranz, P., Sopeña, A., Sanchez-Moya, Y., 1997. Formación Los Colorados, Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Argentina). In: Congreso Geológico Chileno, 8, Actas, 1:450-454.
- Cisneros, J. C., Schultz, C. L., 2002. *Procolophon brasiliensis* n. sp., a new procolophonid reptile from the Lower Triassic of southern Brazil. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11:641-648.
- Daly, M. C., Lawrence, S. R., Kimun'a, D., Binga, M., 1991. Late Palaeozoic deformation in Central Africa: a result of distant collision? *Nature*, 350:605-607.
- Dellapé, D., Hegedus, A., 1995. Structural inversion and oil occurrence in the Cuyo Basin of Argentina. In: Tankard, A. J., Suárez, S., Welsink, H. J. (eds.), *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoir, 62:359-367.
- Días, H. D., Massabie, A. C., 1974. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(2):185-204.
- Emery, D., Myers, K. J., 1996. *Sequence stratigraphy*. Blackwell Science, 297p.
- Faccini, U. F., 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. M.Sc. Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 133p (unpubl.).
- Faccini, U. F., 2000. Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação. Ph.D. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2v., 332p, (unpubl.).
- Faccini, U. F., Paim, P. S. G., 2001. Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais. In: Severiano Ribeiro, H. J. P. (Ed.), *Estratigrafia de seqüências – fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Edunisinos, 341-389.
- Fernández-Seveso, F., Perez, M. A., Brisson, I. E., Alvarez, L., 1993. Sequence-stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo Basin, Western Argentina. *Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología de Carbonífero-Pérmico*, 12, Buenos Aires, *Comptes Rendus*, ICC-P12, 2:223-260.

- Frey, J-W., Rosenfeld, U., 1992. The strata of Potrerillos (Prov. of Mendoza/Argentina): a regionally typical profile of the continental Triassic in Southern South America. *Zentralblatt Geol. Paläont. Teil I*, 6:1615-1632.
- Fuentes, A. J., Ramos, V. A., Velo, R. A., 1986. La falla del Río Tupungato: una fractura de cizalle gondwánica – Mendoza, Argentina. *Comunicaciones*, 37:1-15.
- Gawthorpe, R. L., Leeder, M. R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12:195-218.
- Gordon Jr., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos, DNPM*, 38:1-20.
- von Gosen, W., Buggisch, W., 1989. Tectonic evolution of the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina) – An outline. *Zentralblatt Geol. Paläont. Teil I*, 5/6:947-958.
- Gradstein, F. M., Agterberg, F., Ogg, J. G., Hardenbol, J.; van Veen, P., Thierry, J. & Huang, Z., 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*, SEPM Special Publication, 54: 95-126.
- Guerra-Sommer, M., Gamermann, N. 1985. Mineralogia de troncos fósseis da região de São Pedro do Sul, Triássico, Rio Grande do Sul. In: Campos, D. A, Ferreira, C. S., Brito, I. M., Viana, C. F. (Eds.), *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, Série Geologia, Seção Paleontologia e Estratigrafia 2:597-603.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Iannuzzi, R., 1999. The Triassic taphoflora of the Paraná Basin, southern Brazil: a biostratigraphical approach. *Journal of African Earth Sciences*, 29(1):243-255.
- Hälbich, I. W., 1983. A tectogenesis of the Cape Fold Belt. In: Söhngé, A. P. G. and Hälbich, I. W. (Eds.), *Geodynamics of the Cape Fold Belt*. Special Publications, Geological Society of South Africa, 12:165-175.
- Hälbich, I. W., Fitch, F. J., Miller, J. A., 1983. Dating the Cape Orogeny. In: Söhngé, A. P. G. and Hälbich, I. W. (Eds.), *Geodynamics of the Cape Fold Belt*. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 12:149-164.
- Hiller, N., Stavrakis, N., 1984. Permo-Triassic fluvial systems in the southeastern Karoo Basin, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 45:1-21.
- Holzförster, F., Stollhofen, H., Lorenz, V., Stanistreet, I. G., 1998. The Waterberg Basin in central Namibia: transfer fault activity during early South Atlantic rift evolution. *J. Afr. E. Sc.*, 27(1A):116-117.

- Holzförster, F., Stollhofen, H., Stanistreet, I. G., 1999. Lithostratigraphy and depositional environments in the Waterberg-Erongo area, central Namibia, and correlation with the main Karoo Basin, South Africa. *Jour. Af. E. Sc.*, 29(1):105-123.
- Johnson, M. R. 1991. Sandstone petrography, provenance and plate tectonic setting in Gondwana context of the southeastern Cape-Karoo Basin. *South African Journal of Geology*, 94(2/3):137-154.
- Johnson, M. R., van Vuuren, C. J., Hegenberger, W. F., Key, R., Shoko, U., 1996. Stratigraphy of the Karoo Supergroup in southern Africa: an overview. *J. Afr. E. Sc.*, 23(1):3-15.
- Keyser, A. W., 1973. A new Triassic vertebrate fauna from South West Africa. *Palaeontologia Africana*, 16:1-15.
- Kleinman, L. E., Salvarredi, J. A., 1999. Triassic bimodal volcanism in the San Rafael Massif, Mendoza: the Puesto Viejo Formation. *Congreso Geológico Argentino*, 14, Salta, Asociación Geológica Argentina, Actas, 1:101.
- Kokogian, D. A., Fernández Seveso, F., Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. In: Ramos, V. A. (Ed.), *Geología y recursos naturales de Mendoza*, Asociación Geológica Argentina, 1(7):65-78.
- Kokogian, D. A., Spalletti, L., Morel, E. M., Artabe, A. E., Martínez, R. N., Alcober, O. A., Milana, J. P., Zavattieri, A. M., Papú, O. H., 1999. Los depósitos continentales triásicos. In: *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, 29(15):377-398.
- Kokogian, D. A., Spalletti, L. A., Morel, E. M., Artabe, A. E., Martínez, R. N., Alcober, O. A., Milana, J. P., Zavattieri, A. M., 2001. Estratigrafía del Triásico argentino. In: Artabe, A. E., Morel, E. M., Zamuner, A. B. (eds.), *El sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno", La Plata, 23-54.
- Lavina, E. L., 1982. Paleontologia, Estratigrafia e Bioestratigrafia da Formação Sanga do Cabral (Triássico Inferior do Grupo Rosário do Sul) na Folha de Catuçaba, RS. M.Sc. Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (unpubl.).
- Lavina, E. L., 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. Ph.D. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2 v., 333p. (unpubl.).
- Leeder, M. R., Gawthorpe, R. L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Coward, M. P., Dewey, J. F., Hancock, P. L. (Eds.), *Continental extensional tectonics*, Geological Society Special Publication, 28:139-152.

- Lluch, J. J., 1971. Sedimentología del Triásico en el area Papagayos-Divisadero Largo, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 2(3-4):93-116.
- López-Gamundi, O. R., Espejo, I. S., Conaghan, P. J., Powell, C. McA., 1994. Southern South America. In: Veevers, J. J., Powell, C. McA. (Eds.), *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, *Memoir* 184:281-329.
- López-Gamundi, O. R., Rossello, E. A., 1998. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande Basin – Ventana Foldbelt (Argentina) and Karoo Basin – Cape Foldbelt (South Africa) revisited. *Geologische Rundschau*, 86:819-834.
- Lucas, S. G., 1998. Global Triassic biostratigraphy and biochronology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143:347-384.
- Martin, H., 1961. The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa. *The Geological Society of South Africa, Alexander L. du Toit Memorial Lectures*, 7:1-47.
- Miall, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits, a summary. In: Miall, A. D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists, Calgary, *Memoir* 5:597-604.
- Miall, A. D. 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn, K., Paola, C. (Eds.), *New perspectives in basin analysis*. Springer-Verlag, New York, 67-81.
- Miall, A. D. 1995. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 42:379-389.
- Miall, A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582p.
- Milana, J. P., Alcober, O., 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4):217-235.
- Milana, J. P., 1998. Anatomía de parasecuencias en un lago de rift y su relación con la generación de hidrocarburos, cuenca triásica de Ischigualasto, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(3):365-387.
- Minello, L. F., 1994. As “florestas petrificadas” da região de São Pedro do Sul e Mata, RS. III – Análise morfológica megascópica, afinidades e considerações paleoambientais. *Acta Geologica Leopoldensia*, 17(39/1):75-91.

- Morel, E. M., Stipanovic, P. N., Zúñiga, A., 2002. Potrerillos (Formación, Estratos de...), Triásico Superior Bajo. In: Stipanovic, P. N., Marsicano, C. A. (eds.), *Léxico estratigráfico de la Argentina*, v. 3, Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 26: 222-223.
- Nevelling, J., Rubidge, B.S., Hancox, P. J. 1999. A lower *Cynognathus* Assemblage Zone fossil from the Katberg Formation (Beaufort Group, South Africa). *South African Journal of Science*, 95:555-556.
- Norton, I. O., Sclater, J. G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *Journal of Geophysical Research*, 84(B12):6803-6830.
- Nyambe, I. A., Utting, J., 1997. Stratigraphy and palynostratigraphy, Karoo Supergroup (Permian and Triassic), mid-Zambezi Valley, southern Zambia. *J. Afr. E. Sc.*, 24(4):563-583.
- Oliveira, E. P., 1918. Posição estratigráfica dos lamelibrânquios descritos na memória do Professor Holdhaus. In: Holdhaus, K., 1918. *Sobre alguns lamelibrânquios fósseis do sul do Brasil*. Serviço Geológico e Mineralógico, Monografias, 2:27-32.
- Oviedo, E. S., Vilas, J. F. A., 1984. Movimientos recurrentes en el Permo-Triásico entre el Gondwana Occidental y el Oriental. Congreso Geológico Argentino, 9, San Carlos de Bariloche, Asociación Geológica Argentina, Actas, 3:97-114.
- Padula, E., Mingramm, A., 1966. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico – sedimentario del “Triásico” en el subsuelo de la llanura chaco-paranense. *Jornadas Geológicas Argentinas*, 3, Comodoro Rivadavia, Actas, 1:291-331.
- Perlmutter, M. A., Matthews, M. D., 1989. Global cyclostratigraphy – a model. In: Cross, J. A. (Ed.), *Quantitative dynamic stratigraphy*, Prentice Hall, 233-260.
- Perlmutter, M. A., Radovich, B. J., Matthews, M. D., Kendall, C. G. St.C., 1998. The impact of high-frequency sedimentation cycles on stratigraphic interpretation. In: Gradstein, F. M., Sandvik, K. O., Milton, N. J. (eds.), *Sequence-stratigraphy – concepts and applications*, Norwegian Petroleum Society, Special Publication, 8:141-170.
- Pickford, M., 1995. Karoo Supergroup palaeontology of Namibia and brief description of a thecodont from Omingonde. *Pal. Afr.*, 32:51-66.
- Price, N. J., Cosgrove, J. W., 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, Cambridge, 502 p.
- Ragona, D., Anselmi, G., González, P., Vujovich, G., 1995. Mapa geológico de la Provincia de San Juan, República Argentina, escala 1:500.000. Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico.

- Ramos, V. A., 1993. El magmatismo Triásico-Jurásico de intraplaca. In: Ramos, V. A. (Ed.), *Geología y recursos naturales de Mendoza*, Asociación Geológica Argentina, 1(8):79-86.
- Ramos, V. A., 1996. Marco geológico. In: Ramos, V. A. et al. (eds.), *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales*, 24(3):17-26.
- Ramos, V. A., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. In: *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales*, 29(24):715-784.
- Rapalini, A. E., Vizán, H., 1993. Evidence of intrapangean movements in Gondwanaland. ICC-P 12, Buenos Aires, *Comptes Rendus*, 1:405-434.
- Rogers, R. R., Swisher, C. C., Sereno, P. C., Monetta, A. M., Forster, C. A., Martínez, R. N., 1993. The Ischigualasto tetrapod assemblage (Late Triassic, Argentina) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of dinosaur origins. *Science*, 260:794-797.
- Rolleri, E. O., Criado Roque, P., 1966. La cuenca triásica del norte de Mendoza. In: *Jornadas Geológicas Argentinas*, 3, Comodoro Rivadavia, *Actas*, 1:1-76.
- Rolleri, E. O., Fernández Garrasino, C. A., 1976. Comarca septentrional de Mendoza. In: *Simposio de Geología Regional Argentina*, 2, Córdoba, 1:771-809.
- Romer, A. S., 1966. The Chañares (Argentina). Triassic reptiles fauna. I. Introduction. *Breviora*, Museum of Comparative Zoology, (247):1-14.
- Rossa, N., Mendoza, N., 1999. Manifestaciones volcánicas en la Cuenca Triásica de Barreal-Calingasta, San Juan. *Congreso Geológico Argentino*, 14, Salta, Asociación Geológica Argentina, *Actas*, 2:171-174.
- Santana, R. G., 1992. Tetrápodes fósseis da formação Sanga do Cabral (Eotriássico do RS). M.Sc. Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 95p (unpubl.).
- Scherer, C. M. S., Faccini, U. F., Barberena, M. C., Schultz, C. L., Lavina, E. L., 1995. Bioestratigrafia da Formação Santa Maria: utilização das cenozonas como horizontes de correlação. *Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia UBEA/PUCRS, Série Ciências da Terra*, 1:33-42.
- Schultz, C. L., 1995. Subdivisão do Triássico do Rio Grande do Sul com base em macrofósseis: problemas e perspectivas. *Com. M. Ciên. Tec.*, UBEA/PUCRS, *S. Ciên. Terra*, 1:25-32.
- Schultz, C. L., Scherer, C. M. S., Barberena, M. C., 2000. Biostratigraphy of southern Brazilian Middle-Upper Triassic. *Revista Brasileira Geociências*, 30(3):491-494.

- Shanley, K. W. and McCabe, P. J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists*, 78(4):544-568.
- Silva, S. D., 1999. Biostratigraphy of the Permian-Triassic boundary in southern Brazil. *Ameghiniana*, 36(4):10R.
- Smith, R. M. H., 1995. Changing fluvial environments across the Permian-Triassic boundary in the Karoo Basin, South Africa and possible causes of tetrapod extinctions. *Palaeog.*, *Palaeoc.*, *Palaeoe.*, 117:81-104.
- Spalletti, L. A., 1995. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1(2):125-142.
- Spalletti, L. A., Artabe, A. E., Brea, M., Ganuza, D. G., 1995. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4):175-188.
- Spalletti, L. A., Artabe, A., Morel, E., Brea, M., 1999. Biozonación paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico argentino. *Ameghiniana*, 36(4):419-451.
- Spalletti, L. A., 2001. Evolución de las cuencas sedimentarias. In: Artabe, A. E., Morel, E. M., Zamuner, A. B. (eds.), *El sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno", La Plata, 81-101.
- Suarez, M., Bell, C. M., 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in Northern Chile (24°-29°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3):109-121.
- Stipanovic, P. N., Bonaparte, J. F., 1976. Cuenca triásica de Ischigualasto – Villa Unión (Provincias de La Rioja y San Juan). In: *Simposio de Geología Regional Argentina*, 2, Córdoba, 1:523-575.
- Stipanovic, P. N., 2001. Antecedentes geológicos y paleontológicos. In: Artabe, A. E., Morel, E. M., Zamuner, A. B. (eds.), *El sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno", La Plata, 1-21.
- Stipanovic, P. N., 2002. El Triásico en la Argentina. In: Stipanovic, P. N., Marsicano, C. A. (eds.), *Léxico estratigráfico de la Argentina*, v. 3, Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 26: 1-24.
- Stipanovic, P. N., Bonaparte, J. F., Morel, E. M., Kleinman, L. E., 2002a. Puesto Viejo (Formación), Triásico Inferior – Triásico Medio Bajo. In: Stipanovic, P. N., Marsicano, C. A. (eds.), *Léxico estratigráfico de la Argentina*, v. 3, Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 26: 226-229.

- Stipanovic, P. N., Morel, E. M., Zúñiga, A., 2002b. Cerro de Las Cabras (Formación, Estratos del ...), Triásico Medio-Bajo?-Triásico Medio Alto. In: Stipanovic, P. N., Marsicano, C. A. (eds.), *Léxico estratigráfico de la Argentina*, v. 3, Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 26: 69-71.
- Strelkov, E. E., Alvarez, L. A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. In: Congreso Geológico Argentino, 9, S. C. de Bariloche, Asociación Geológica Argentina, Actas, 3:115-130.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T., Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: Tankard, A. J., Balkwill, H. R. (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins*. AAPG Memoir, 46.
- Veevers, J. J., Powell, C. McA., Collinson, J. W., Lopez-Gamundi, O. R., 1994. Synthesis. In: Veevers, J. J., Powell, C. M. Ca. (Eds.), *Permian-Triassic pangean basins and foldbelts along the panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, Memoir 184:331-353.
- Visser, J. N. J., Praekelt, H. E., 1996. Subduction, mega-shear systems and Late Palaeozoic basin development in the African segment of Gondwana. *Geol. Rund.*, 85:632-646.
- Visser, J. N. J., Praekelt, H. E., 1998. Late Palaeozoic crustal block rotations within the Gondwana sector of Pangea. *Tectonophysics*, 287:201-212.
- Vizán, H., Rapalini, A. E., 1991. Evidencias de movimientos intrapangeanos durante el Paleozoico Tardío - Mesozoico Temprano. Congreso Geológico Chileno, 6, Viña del Mar, Actas, 1:179-183.
- van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C. K., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A., van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:39-45.
- Wanke, A., Stollhofen, H., Lorenz, V., Stanistreet, I. G., 1998. The pre-break-up of a continental margin: synsedimentary Karoo tectonics of the Huab Basin in northwestern Namibia. *J. Afr. E. Sc.*, 27(1A):206.
- White, I. C., 1908. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro. In: *Gondwana Symposium*, 7, DNPM, São Paulo, 1988. 617 p.
- Wopfner, H., Markwort, S., 1991. Early diagenetic laumontite in the Lower Triassic Manda Beds of the Ruhuhu Basin, Southern Tanzania. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(1):65-72.

- Wopfner, H., 2002. tectonic and climatic events controlling deposition in Tanzanian Karoo basins. *J. Afr. E. Sc.*, 34:167-177.
- Zamuner, A. B., Zavattieri, A. M., Artabe, A. E., Morel, E., 2001. Paleobontánica. In: Artabe, A. E., Morel, E. M., Zamuner, A. B. (eds.), *El sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plata, 143-184.
- Zerfass, H., Garcia, A. J. V., Susczynski, A. M., Lavina, E. L., 2000 Análise de proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul (RS): uma contribuição para arquitetura estratigráfica e evolução tectono-sedimentar. *Acta Geologica Leopoldensia*, 23(51):61-84.
- Zerfass, H., Lavina, E. L., Schultz, C. L., Garcia, A. J. V., Faccini, U. F., Chemale Jr., F., 2003. Sequence-stratigraphy of continental strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 19p., in press.
- Zerfass, H., Chemale Jr., F., Lavina, E. L. Tectonic control of the Triassic Santa Maria units of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. In prep.

Figure Caption

Fig. 1 – Map of Southern South America showing the position of the Gondwanides orogen, Late Palaeozoic and Triassic sedimentary basins and other important geological features. Important outcrop areas and towns with reference in the text are also shown. B=Barreal area, Be=Beazley depocenter, BUE=Buenos Aires, C=Comallo Basin, Ch=Northern Chile Basins, Co=Corrientes, CT=Río Talampaya canyon, ET=El Tranquilo Basin, Isc=Ischigualasto Basin, LM=Los Menucos Basin, M=Marayes depocenter, P=Potrerillos area, Pag=Paganzo Basin, PF=Paso Flores Basin, POA=Porto Alegre, PP=Puesto Piris Basin, Sa=Sachayoj, SAN=Santiago, SC=Sanga do Cabral Supersequence, SE=Serra do Espigão, SG=Sauce Grande Basin, SM=Santa Maria Supersequence, SR=San Rafael Basin, SRR=Serra do Rio do Rasto, VL=Valle de la Luna. The polygon indicates the area of the Fig. 5 map.

Fig. 2 – Chronostratigraphic diagram of the main Triassic basins of Southern South America. The ages are after Gradstein et al. (1995).

Fig. 3 – Sanga do Cabral Supersequence. Compound section, palaeocurrent rose diagram (n = number of measures) and photograph of a type-outcrop. Photograph: massive orthoconglomerates (Gm) and horizontal-laminated sandstone (Sh) related to low sinuosity

rivers. Gm facies is related to gravel bar architectural elements (GB) and Sh facies to laminated sand architectural elements (LS). 5 = fifth-order bounding surface, 4 = fourth-order bounding surface. 5 delineates the base of each GB and bounds distinct channels whereas 4 delineates the boundary between GB and LS elements.

Fig. 4 – Palaeogeographic map and cross section of the Southwestern Gondwana by the Early Triassic (about 240m.y.). The continental contours and palaeolatitudes are after Veevers et al. (1994).

Fig. 5 – Geological map of the Ischigualasto – Campo de Talampaya region, San Juan and La Rioja provinces, Western Argentina (modified after Stipanovic and Bonaparte, 1976 and Ragona et al., 1995).

Fig. 6 - Talampaya and Tarjados sequences. Compound section, palaeocurrent rose diagram (n = number of measures) and photographs of type-outcrops. a. Gravel bar (GB), laminated sand (LS) and sand bedform (SB) architectural elements in the Talampaya Sequence; the architectural elements are composed of massive orthoconglomerates, horizontal-laminated sandstones and medium-scale trough cross-laminated sandstones respectively. This succession is interpreted as low sinuosity river deposits. The white lines are fifth-order surfaces delineating the base of each GB and bounding distinct channels. The black dashed lines represent fourth-order surfaces delineating the boundary between architectural elements. b. Disconformity between the Talampaya and Tarjados sequences (thick line). The thin lines mark some stratal surfaces within the Tarjados Sequence onlapping the disconformity surface. c. Contact between the basal rhytmities and the medium-scale trough cross-laminated sandstones of the Tarjados Sequence lower section. The two facies associations are related to shallow lacustrine and fluvial systems respectively.

Fig. 7 – Santa Maria Supersequence. Compound sections, palaeocurrent rose diagrams (n = number of measures) and photographs of type-outcrops. a. Medium- to coarse-grained sandstones with small- to medium-scale trough cross-lamination related to an amalgamated fluvial complex of the Santa Maria 2 lowstand systems tract. b. Massive mudstones related to shallow lacustrine system of the Santa Maria 2 transgressive systems tract. The arrow indicates a rhynchosaur skeleton. c. Rhytmities related to lacustrine turbidites of the Santa Maria 2 Sequence highstand systems tract. d. Silicified logs within coarse-grained, trough

cross-laminated sandstones related to fluvial channels within the Santa Maria 3 Supersequence lowstand systems tract.

Fig. 8 – Ischigualasto Basin, Ischichuca-Los Rastros Sequence. Compound section, palaeocurrent rose diagrams (n = number of measures) and type-outcrops photographs. a. Gravel bar (GB), laminated sand (LS) and sand bedform (SB) architectural elements; the architectural elements are composed of massive orthoconglomerates, horizontal-laminated sandstones and medium-scale trough cross-laminated sandstones respectively. The succession is interpreted as low sinuosity river deposits within the lowstand systems tract. The white lines are fifth-order surfaces delineating the base of each GB and bounding distinct channels. The black dashed lines represent fourth-order surfaces delineating the boundary between architectural elements. b. Sigmoidal sandstone at the top of a parasequence which is related to the progradation of Gilbert-type deltas within the transgressive systems tract. The dashed line indicates the parasequence top. c. Disconformity between the Ischichuca-Los Rastros and Ischigualasto-Los Colorados sequences. The thick line marks the disconformity surface whereas the thin lines represent some stratal surfaces within the lower sequence exhibiting a toplap termination.

Fig. 9 – Ischigualasto Basin, Ischigualasto-Los Colorados Sequence. Compound section, palaeocurrent rose diagram (n = number of measures) and type-outcrops photographs. a. Massive and laminated mudstones with tuffaceous and latheritic intercalations in the transgressive systems tract (Ischigualasto succession). b. Maximum flooding surface (dashed line) close to the lithostratigraphic contact between the Ischigualasto and Los Colorados formations which is marked by a colour change. The top of the Ischigualasto succession is composed of pale green-coloured mudstones and intercalated sandstones related to floodplain deposits. The base of the Los Colorados succession is composed of lenses of red-coloured massive conglomerates and sandstones related to fluvial systems.

Fig. 10 – Photograph of the Cuyo Basin strata in the northern edge of the Cerro Bayo, Potrerillos area, showing the Río Mendoza-Cerro de las Cabras Sequence and the lower levels of the Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco Sequence. The arrow at the lower left indicates the highway (Ruta 7). The abrupt contact of the orthoconglomerates and tuffs of the Río Mendoza succession (RM) with the breccias, tuffs and mudstones of the Cerro de las Cabras succession (CLC) delineates a transgressive surface (TS). The disconformity between the

CLC and the basal orthoconglomerates of the Potrerillos succession (P) is interpreted as a sequence boundary (SB). Photograph by J. N. Ávila.

Fig. 11 – Cuyo Basin. Compound section, palaeocurrent rose diagrams (n = number of measures) and type-outcrops photographs. a. Intercalation of diamictites (Di) and massive gravel (Gm) facies interpreted as alluvial fan systems in the lowstand systems tract of the Río Mendoza-Cerro de las Cabras Sequence (photograph by J. N. Ávila). b. Massive gravel facies related to low sinuosity fluvial systems within the lowstand systems tract of the Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco Sequence. c. Overbank fines (FF), sand bedform (SB) and lateral accretion (LA) architectural elements interpreted as a high sinuosity fluvial system within the highstand systems tract of the Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco Sequence. 5 = fifth-order bounding surface delineating the base of a single fluvial channel, 4=fourth-order bounding surface representing the contact of two distinct architectural elements (SB and LA), 1=first-order bounding surface delineating the lateral accretion surfaces (Photograph by J. N. Ávila).

Fig. 12 – Palaeogeographic reconstruction of the Southwestern Gondwana during the Middle and Late Triassic (continental contours, palaeolatitudes and Gondwanides configuration after Veevers et al., 1994) showing the sinistral shear zone as suggested by the palaeomagnetic data and the associated transpressional stresses (Tp). The dextral shear zones are accommodation zones developed by the reactivation of ancient structures. The extensional basins of Southern Brazil (SM) and Southern Africa (W, MZ, CB, Ru) are perpendicular to the transtensional stresses (Tt). ASZ=Atlantic Shear Zone, CFB=Cape Fold Belt, Ch=Northern Chile basins, CB=Cabora Bassa Basin, Isc=Ischigualasto Basin, MZ=Mid-Zambezi Basin, Ru=Ruhuhu Basin, SM=Santa Maria Supersequence, SV=Sierra de la Ventana, W=Waterberg Basin.

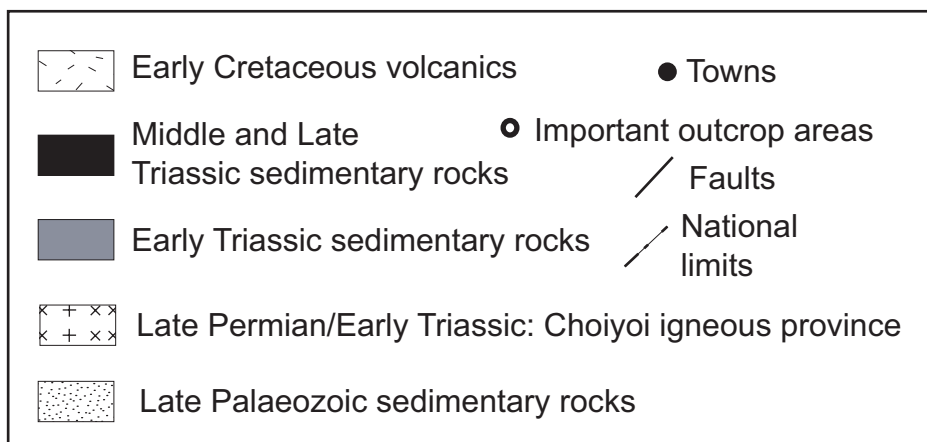
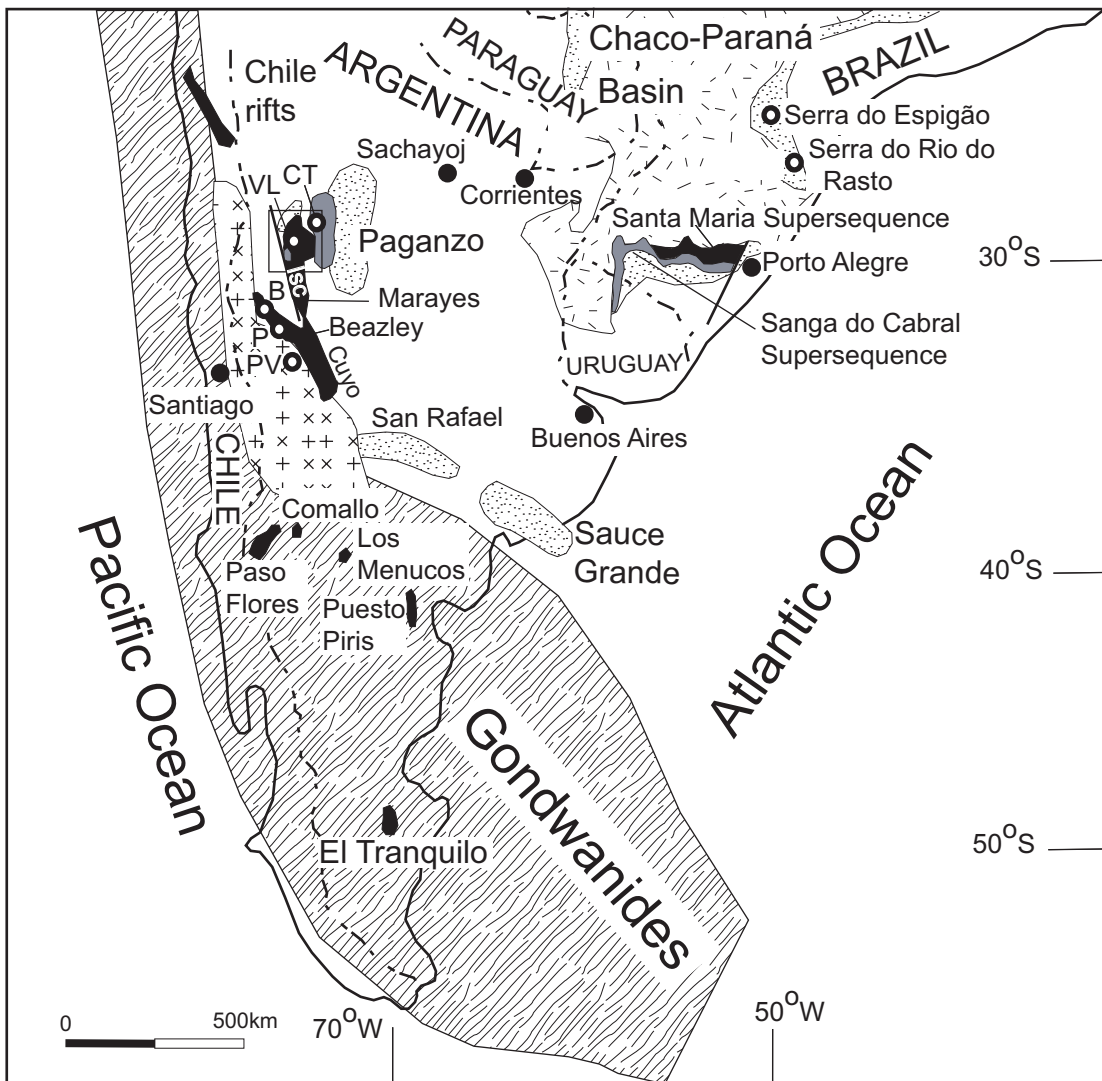


Fig. 1 - Zerfass et al.

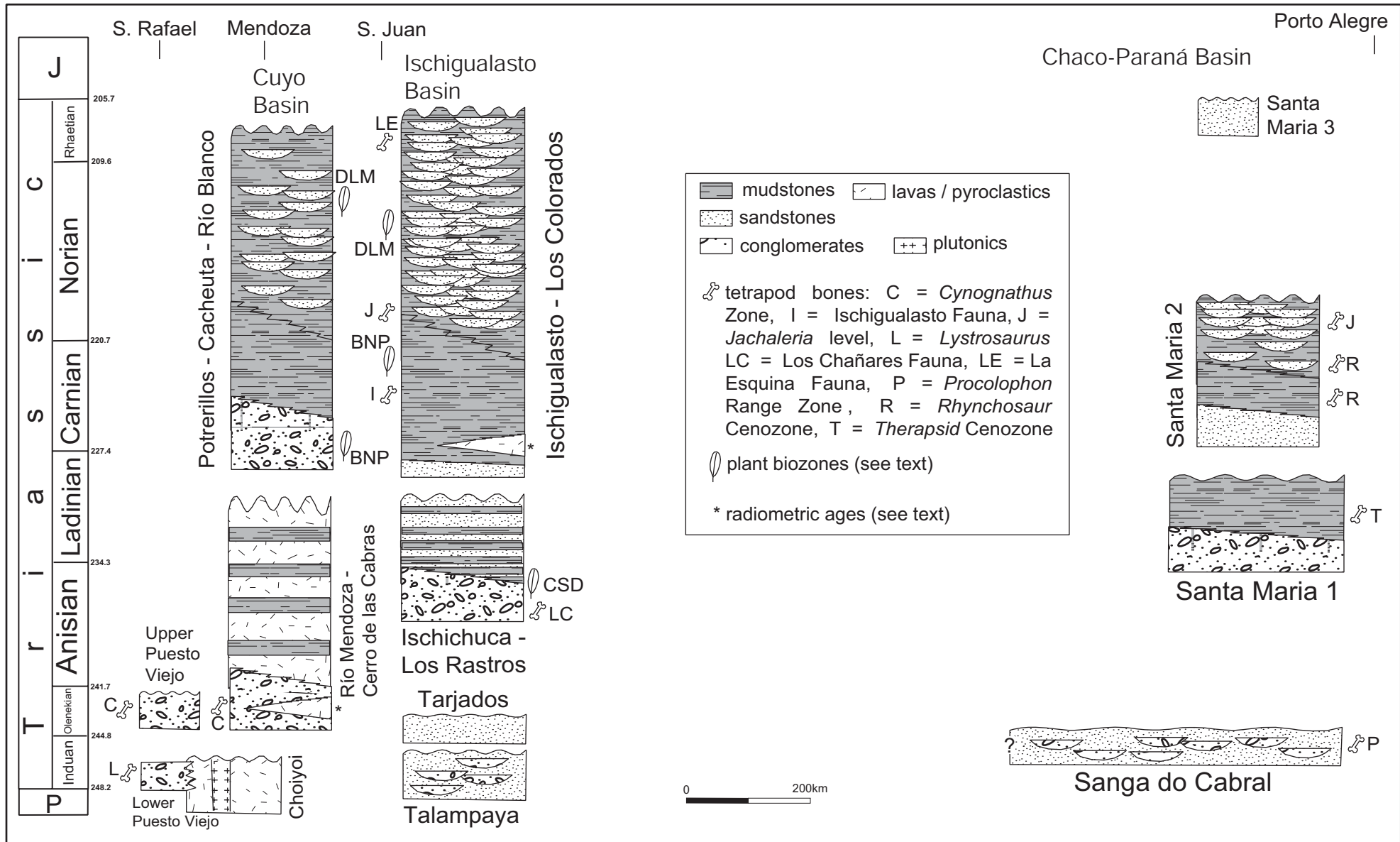


Fig. 2 - Zerfass et al.

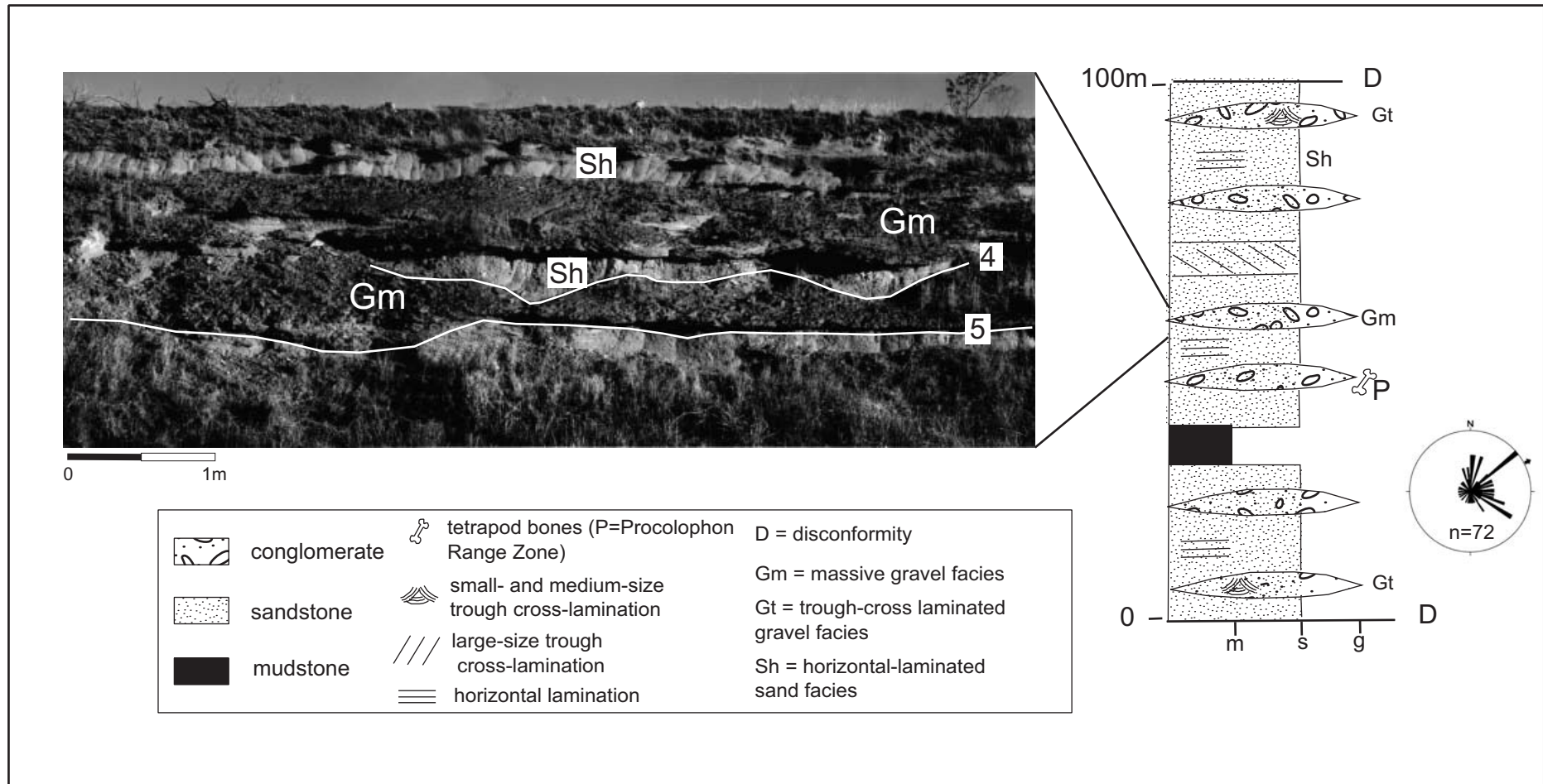


Fig. 3 - Zerfass et al.

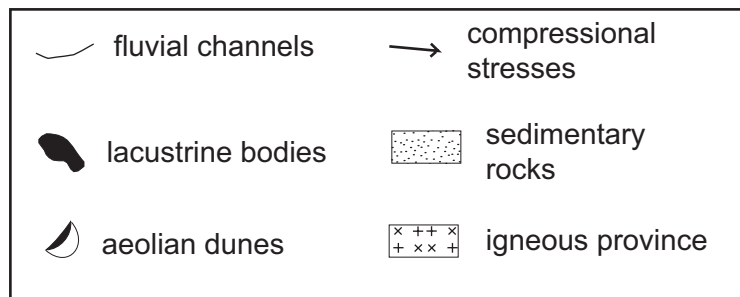
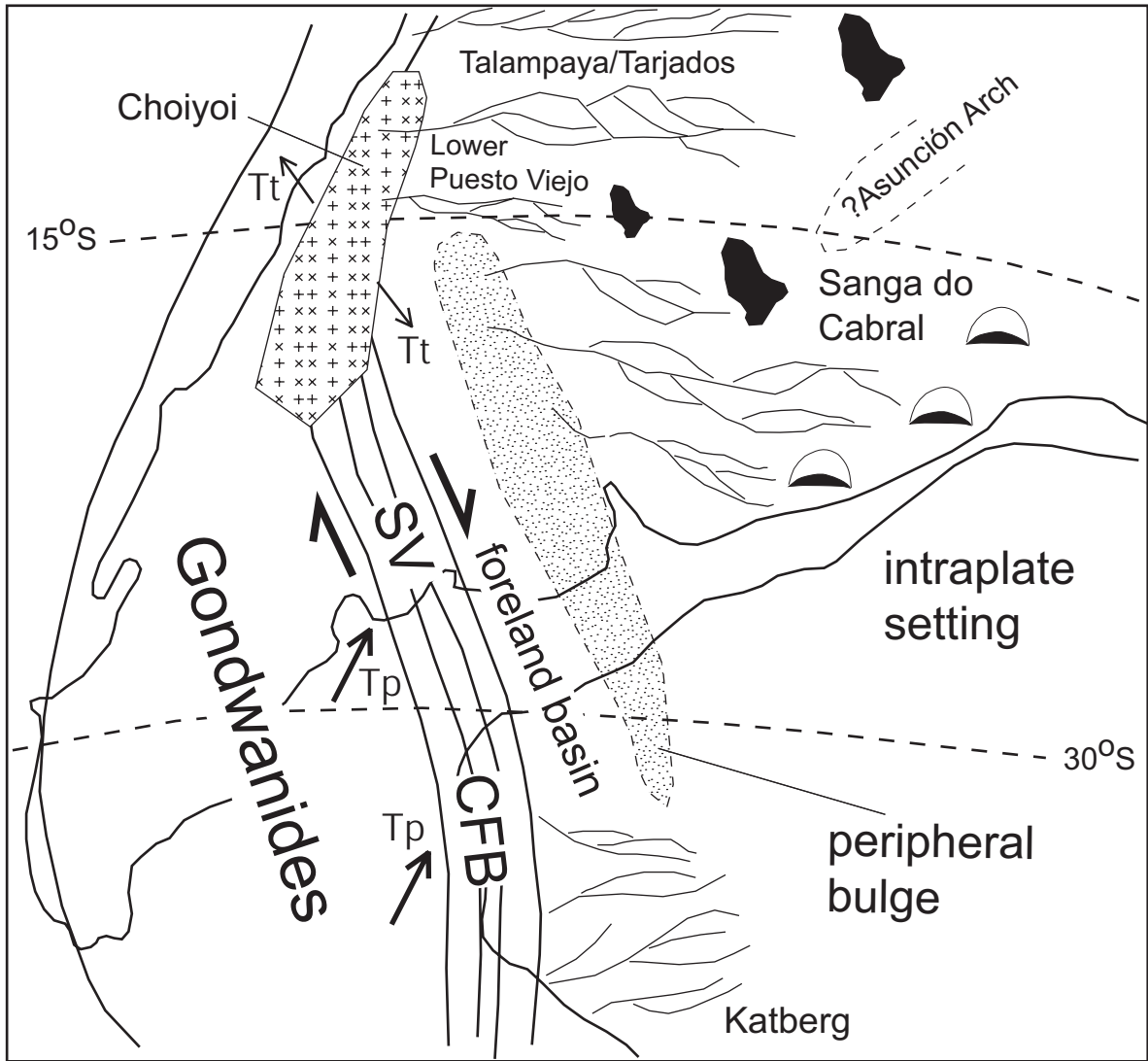


Fig. 4 - Zerfass et al.

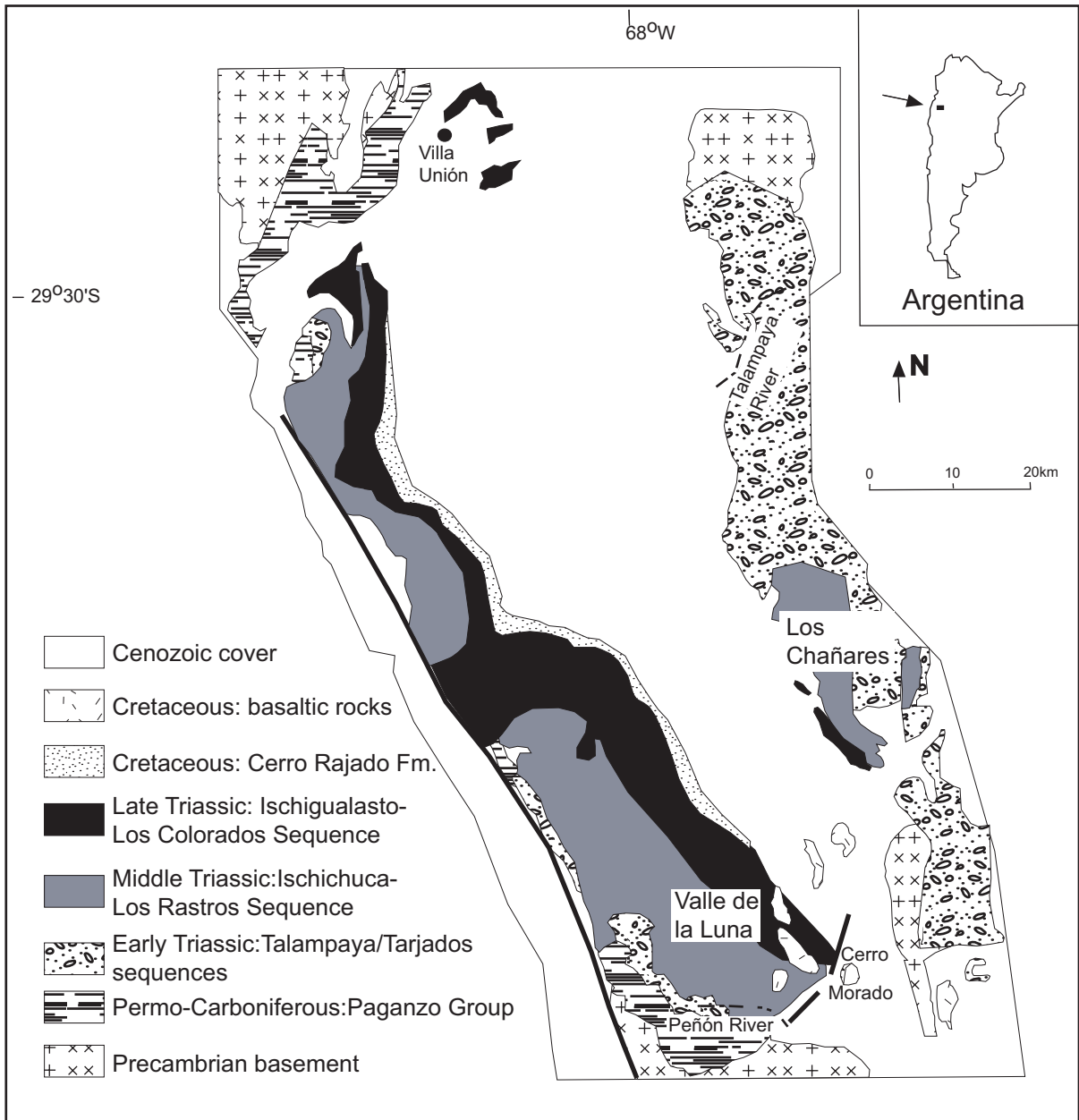


Fig. 5 - Zerfass et al.

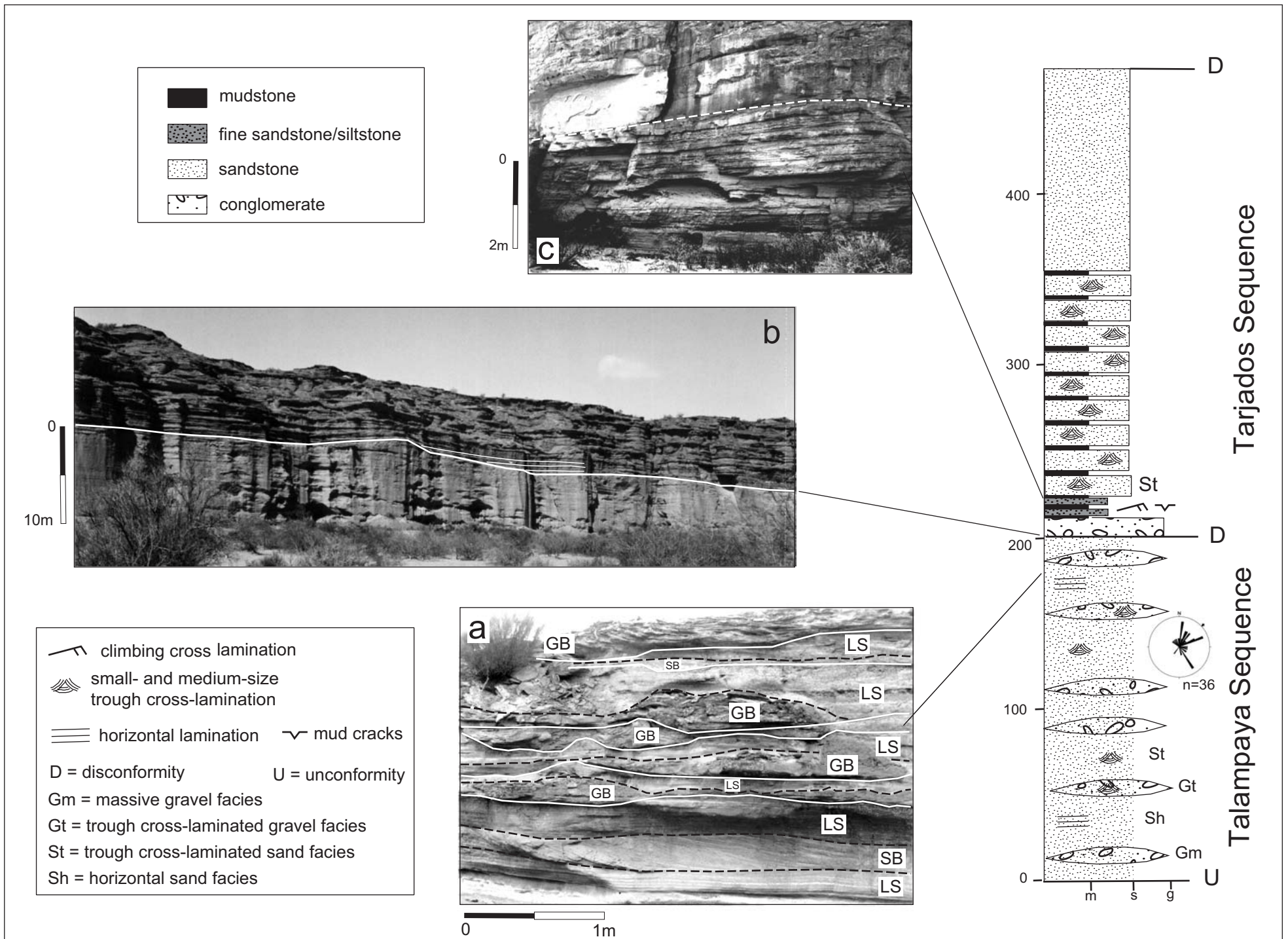


Fig. 6 - Zerfass et al.

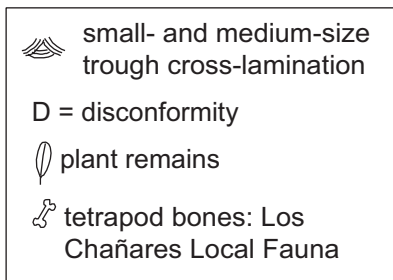
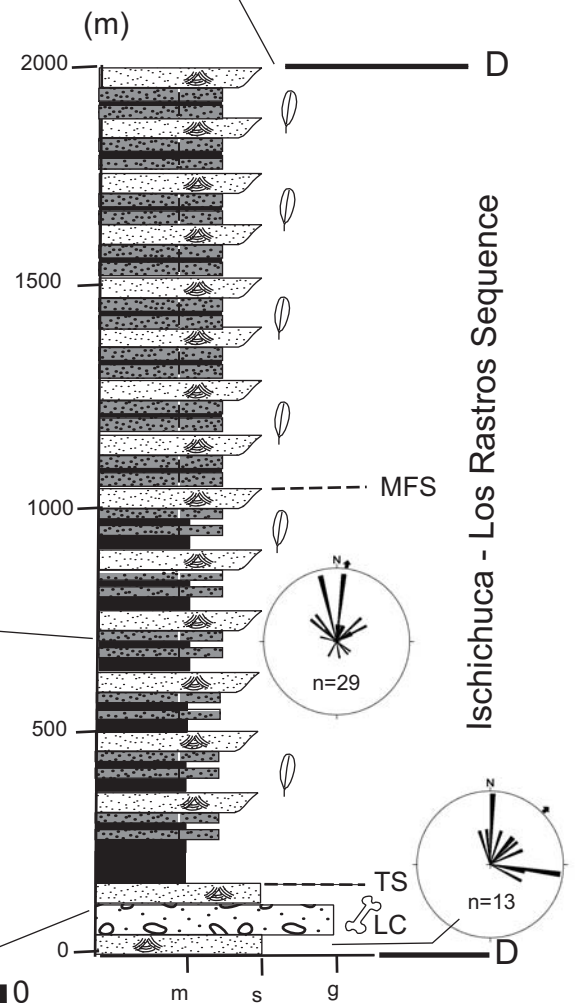
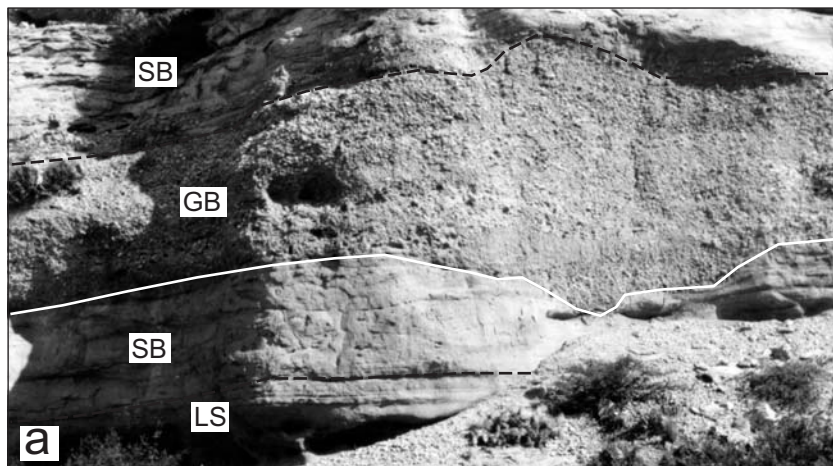
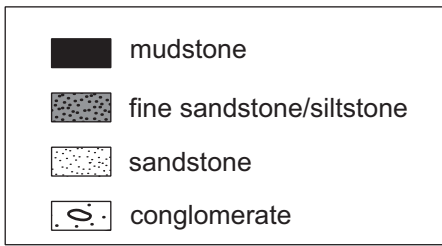
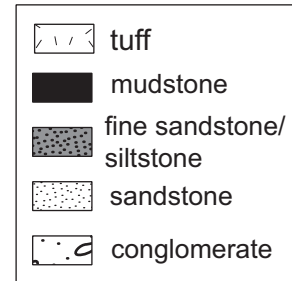
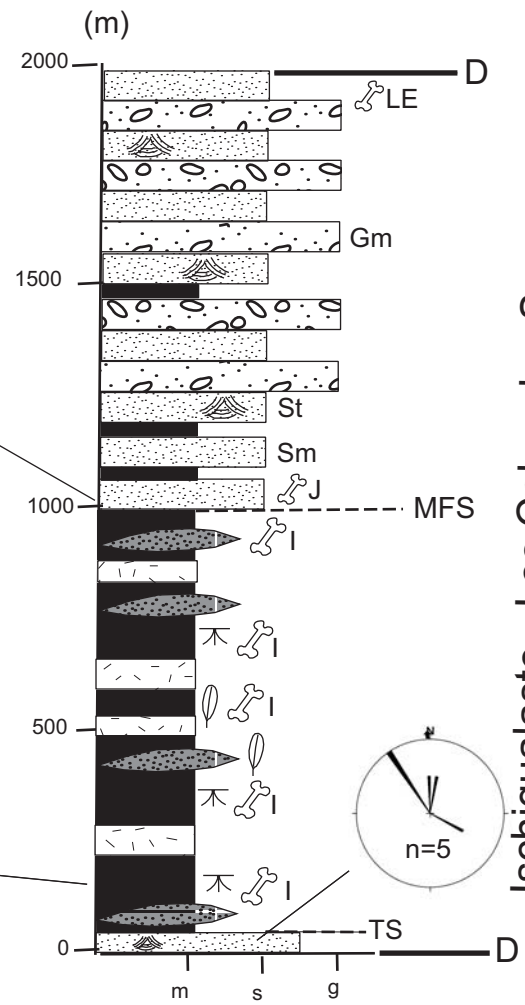


Fig. 8 - Zerfass et al.



small- and medium-size trough cross-lamination
 palaeosols plant remains
 tetrapod bones: I = Ischigualasto Local Fauna, LE = La Esquina L. F., J = *Jachaleria colorata* level
 D = disconformity
 TS = transgressive surface
 MFS = maximum flooding surface
 Gm = massive gravel facies
 Sm = massive sand facies
 St = trough cross-laminated sand facies



Ischigualasto - Los Colorados Sequence

Fig. 9 - Zerfass et al.

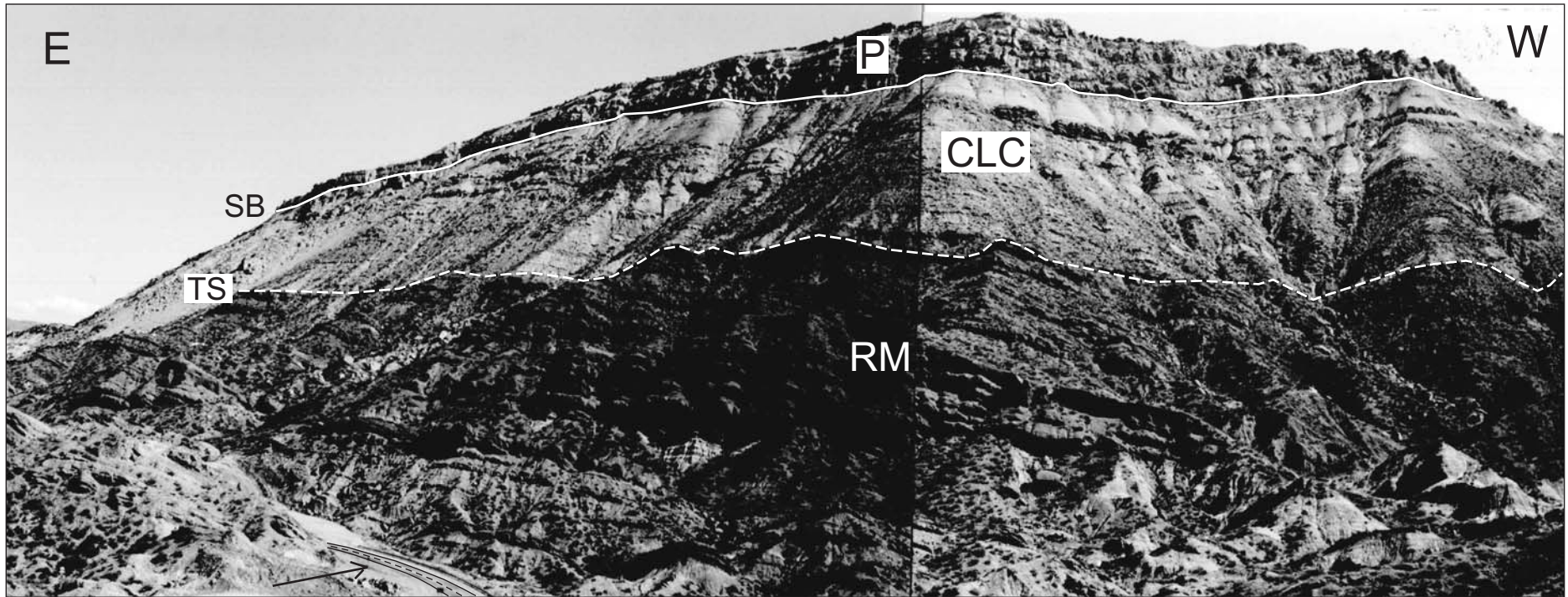
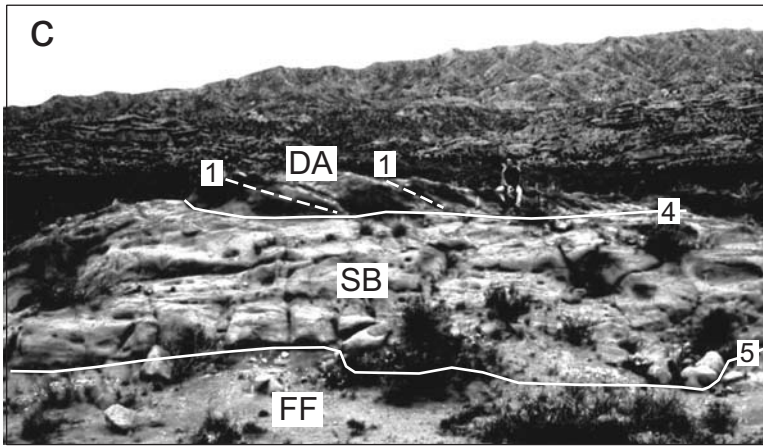


Fig. 10 - Zerfass et al.



≡ horizontal lamination ≡ small- and medium-size trough cross-lamination
 ↗ climbing cross lamination ≡ palaeosols
 ⚡ tetrapod bones ≡ plant remains
 D = disconformity N = nonconformity
 MFS = maximum flooding surface TS = transgressive surface
 Gm = massive gravel facies Sm = massive sand facies
 St = trough cross-laminated sand facies
 LA = lateral accretion architectural element
 FF = overbank fines a. e. SB = sand bedform a. e.
 1, 4, 5 = order number of the fluvial deposits bounding surfaces

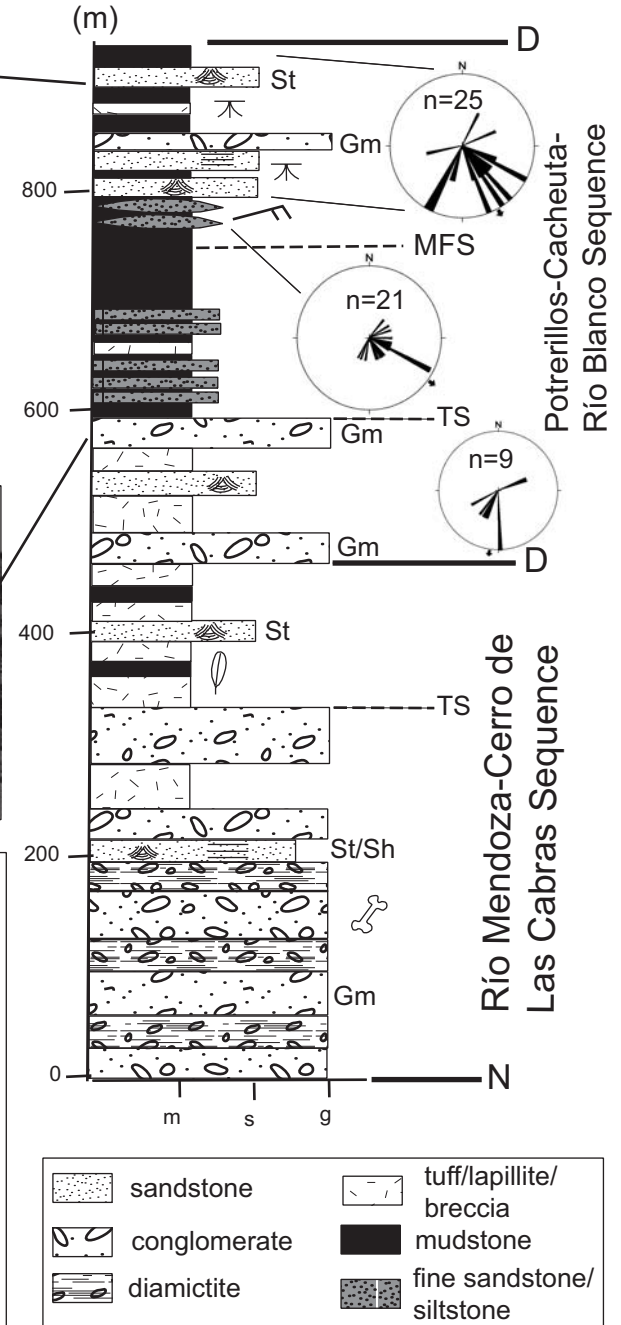
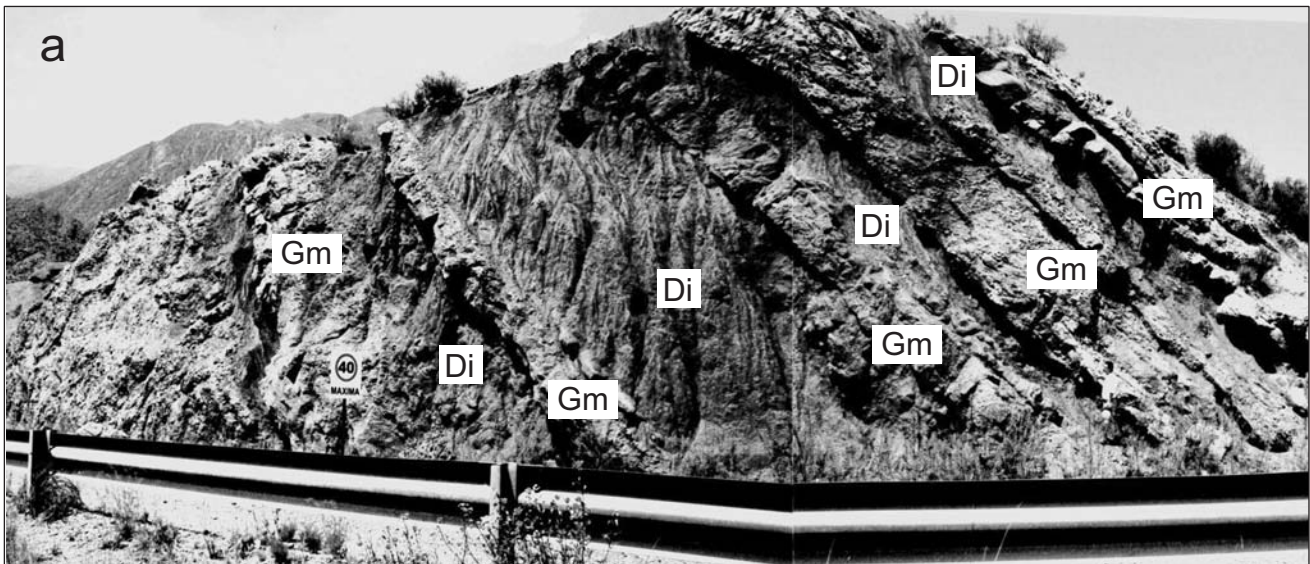


Fig. 11 - Zerrfass et al.

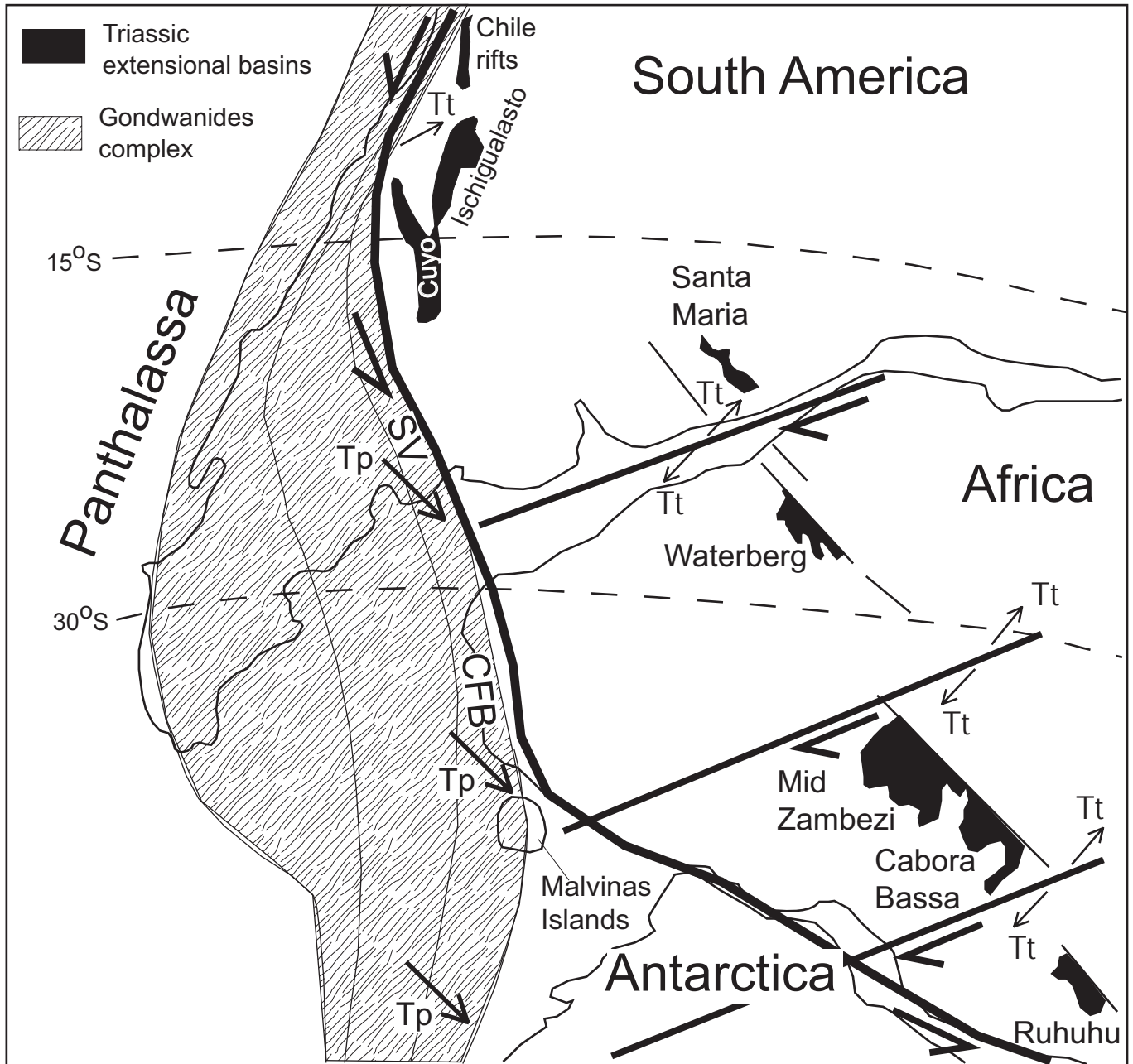


Fig. 12 - Zerrfass et al.

8. CONCLUSÕES

- 1) O Triássico continental do Rio Grande do Sul é composto por duas seqüências de segunda ordem tectonicamente controladas, as superseqüências Sanga do Cabral (Induano) e Santa Maria (Ladiniano a Rético ou Eojurássico). A primeira é um registro fragmentário, não podendo ser dividida em seqüências de mais alta freqüência. A segunda pode ser dividida em seqüências de terceira ordem, as seqüências Santa Maria 1 (Ladiniano), Santa Maria 2 (Carniano a Eonoriano) e Santa Maria 3 (provavelmente Rético ou Eojurássico).
- 2) Tanto as seqüências de segunda como as de terceira ordem são mapeáveis na escala 1:250.000, como atesta o mapeamento realizado na região centro-oeste do Rio Grande do Sul (municípios de São Pedro do Sul, Mata, Dilermando Aguiar, São Vicente do Sul e Jaguari).
- 3) Falhas com direção NW-SE, com idade relativa pós-Formação Serra Geral, deformam todo o intervalo estratigráfico na área mapeada.
- 4) A Superseqüência Santa Maria diminui progressivamente de espessura para oeste, conforme observado na área mapeada. Este afinamento de seção coincide com o aparecimento das ocorrências mais orientais da Aloformação Guará.
- 5) A sedimentação triássica no sul da América do Sul está relacionada diretamente com o sistema orogênico Gonduanides. As disconformidades abaixo das seqüências de segunda ordem são relacionadas a duas fases de soerguimento neste sistema, ocorridas no limite Permo-Triássico e no Mesotriássico.
- 6) A Superseqüência Sanga do Cabral é associada a um sistema fluvial de baixa sinuosidade desenvolvido sobre uma planície aluvial de baixo gradiente. Sua área-fonte se constituía em terrenos sedimentares soerguidos ao sul, na região periférica do sistema Gonduanides.
- 7) A Superseqüência Santa Maria é composta principalmente por sistemas fluvio-lacustres. A área-fonte, situada ao sul, estava relativamente mais próxima que a da Superseqüência Sanga do Cabral, e consistia em rochas do embasamento soerguido (escudos Sul-Riograndense e Uruguaio).
- 8) O estilo deposicional da Superseqüência Santa Maria assemelha-se ao preenchimento usual de bacias *rift*, como as bacias de Cuyo e Ischigualasto, cronologicamente correlatas.
- 9) O paleoclima no Triássico era predominantemente semi-árido no sul do Brasil, com um relativo acréscimo de umidade durante o Ladiniano.
- 10) A extensão hipotética, na América do Sul, do sistema de falhas Waterberg-Omaruru, o qual controlou a bacia *rift* Waterberg (Eotriássico a Eojurássico), atravessa a metade sul do Rio Grande do Sul, com uma direção NW-SE (em torno de $Az=290^{\circ}$). Um sistema de

falhas anastomosado com orientação semelhante foi identificado em imagem de RADAR em pequena escala (1:1.000.000) sobre o Rio Grande do Sul.

- 11) Lineamentos associados a este sistema foram observados em imagens de RADAR em maior escala (1:250.000) e fotografias aéreas (1:110.000). Este padrão manifesta-se também como fraturas em afloramento.
- 12) Duas populações de fraturas com direção NW-SE foram definidas: tipo A ($Az=280^{\circ}$ - 290°) e tipo B ($Az=310^{\circ}$ - 320°). As fraturas do tipo A têm significado estatístico na Superseqüência Sanga do Cabral. As fraturas do tipo B são estatisticamente importantes em todas as unidades mesozóicas estudadas, da Superseqüência Sanga do Cabral à Formação Serra Geral.
- 13) As fraturas com direção NW-SE apresentam estrias normais a moderadamente oblíquas. Sistemas de fraturas associados, com direção NE-SW e E-W exibem estrias moderada a altamente oblíquas.
- 14) A partir do Eotriássico (Olenekiano), estruturas da faixa móvel Damara-Katanga-Moçambique foram reativadas no sul da África, como falhas normais, sob uma tração remota para $Az=020^{\circ}$. Desenvolveu-se, dessa forma, um sistema de bacias *rift*, como a Bacia Waterberg (Namíbia). Com a continuidade da extensão, os segmentos de falha cresceram e novos segmentos se desenvolveram e se ligaram, atingindo o lado sul-americano, consistindo nos segmentos com direção NW-SE identificados. Os segmentos NW-SE do tipo A evoluíram para falhas normais, relacionadas com o desenvolvimento de uma bacia *rift*, representada pela Superseqüência Santa Maria (Ladiniano a Rético ou Eojurássico).
- 15) Uma tração remota para $Az=050^{\circ}$ reativou os segmentos NW-SE do tipo B, como falhas normais, durante as fases iniciais de abertura do Oceano Atlântico Sul (fase *rift* a proto-oceânica, Aptiano). As falhas associadas com direção NE-SW ou E-W atuaram como segmentos de transferência nesta fase. Os segmentos NW-SE do tipo B haviam ocupado uma posição subordinada no sistema anastomosado desenvolvido no Triássico, tendo funcionado apenas como segmentos de ligação.
- 16) Houve duas fases distintas de sedimentação no sul da América do Sul no Triássico: (1) as amplas bacias aluviais do Eotriássico e (2) as bacias extensionais do Meso e Neotriássico.
- 17) As bacias aluviais amplas são representadas pela Superseqüência Sanga do Cabral (Rio Grande do Sul e Uruguai) e as seqüências Talampaya e Tarjados (oeste da Argentina). Estas unidades são compostas por sistemas fluviais de baixa sinuosidade, provenientes do sistema Gonduanides ao sul e ao oeste. Esta deposição aluvial registra um importante soerguimento da área-fonte próximo ao limite Permo-Triássico.

- 18) A compressão dominou na margem paleopacífica do Gondwana sul-ocidental durante o Eotriássico.
- 19) As bacias extensionais meso e neotriássicas são Santa Maria (Rio Grande do Sul), Ischigualasto e Cuyo (oeste da Argentina), El Tranquilo (sul da Patagônia) e diversas pequenas bacias do norte da Patagônia e do norte do Chile. As bacias da Argentina são compostas por depósitos de leque aluvial, fluviais de baixa e de alta sinuosidade, deltaicos, lacustres, bem como por rochas piroclásticas. A bacia do Rio Grande do Sul foi preenchida por depósitos fluviais, deltaicos e lacustres rasos.
- 20) As bacias do oeste da Argentina apresentam duas fases *sin-rift/pós-rift*. Cada fase iniciava-se com deposição em sistemas aluviais transversais seguida de uma transgressão lacustre instantânea. A fase *pós-rift* é representada pela progradação axial de sistemas fluvio-deltaicos. Os depósitos do Rio Grande do Sul representam três fases de *rift* que se iniciavam com deposição aluvial transversal. A transgressão dos sistemas lacustres rasos foi observada nas duas seqüências inferiores.
- 21) As bacias extensionais do Chile e do oeste da Argentina tinham mais altas taxas de suprimento sedimentar e de geração de espaço de acomodação que a bacia contemporânea do sul do Brasil, devido a fatores climáticos e tectônicos (*e.g.* áreas-fontes mais elevadas, nível de base mais elevado, taxas de subsidência mais elevadas).
- 22) As bacias extensionais estão diretamente relacionadas à transtensão na região do Gondwanides. Uma zona de cisalhamento sinistral desenvolveu-se no limite entre o Gondwanides e a plataforma sul-americana. Esta zona de cisalhamento teve um papel importante no desenvolvimento das bacias do Chile e do oeste da Argentina. As bacias extensionais do sul do Brasil e do sul da África foram geradas por transtensão associada a zonas de cisalhamento dextrais sub-perpendiculares ao sistema Gondwanides. Estas zonas de cisalhamento atuaram como zonas de acomodação.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDALA, F., RIBEIRO, A. M., SCHULTZ, C. L., 2001. A rich cynodont fauna of Santa Cruz do Sul, Santa Maria Formation (Middle-Late Triassic), Southern Brazil. *N. Jb. Paläont. Mh.*, 30(10):1-19.
- ALLÈGRE, C., 1983. *A espuma da Terra*. Trad. BRANCO, J. Gradiva, Lisboa, 1988. 399p.
- ALLEN, P. A., ALLEN, J. R., 1990. *Basin analysis – principles and applications*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 451 p.
- AN, L.-J., SAMMIS, C. G., 1996. Development of strike-slip faults: shear experiments in granular materials and clay using a new technique. *Journal of Structural Geology*, 18(8):1061-1077.
- ANDREIS R. R.; BOSSI, G. E.; MONTARDO, D. K., 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais... SBG*, 2: 659-673.
- ANGELIER, J., 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L. (ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford.
- ASHLEY, G. M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60:160-172.
- ATKINSON, B. K., 1987. Introduction to fracture mechanics and its geophysical applications. In: ATKINSON, B. K. (ed.), *Fracture mechanics of rock*. Academic Press, London, 1-26.
- BACON, F., 1620. *Novum Organum ou Verdadeiras indicações acerca da interpretação da natureza*. Ed. Abril Cultural, São Paulo, 1ª edição, 1973.
- BAHAT, D., ENGELDER, T., 1984. Surface morphology on cross-fold joints of the Appalachian Plateau, New York and Pennsylvania. *Tectonophysics*, 104:299-313.
- BARBERENA, M. C., 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesquisas*, 7:111-129
- BARBERENA, M. C., ARAUJO, D. C., LAVINA, E. L., AZEVEDO, S. A. K., 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. In: *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Série Geologia, Seção Paleontologia e Estratigrafia*, Brasília, 27(2):21-28.
- BELTRÃO, R., 1965. Paleontologia de Santa Maria e São Pedro do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências UFSM*, 2:5-114.
- BEURLIN, K., 1953. Estratigrafia e Paleogeografia das Formações Gondwânicas no Sul do Brasil. *Notas Preliminares e Estudos*, Ministério da Agricultura, DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia, 59, 10 p.

- BOLZON, R. T. 1995. A vegetação triássica do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Comunicações de Museu de Ciências e Tecnologia, UBEA/PUCRS, Série Ciências da Terra*, 1:69-74.
- BORBA, A. W., VIGNOL-LELARGE, M. L. M., MIZUSAKI, A. M. P., 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 683-692.
- BORTOLUZZI, C. A., BARBERENA, M. C., 1967. The Santa Maria Bed in Rio Grande do Sul (Brazil). In: BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D., PINTO, I. D. (eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. CNPq, Curitiba, 169-195.
- BORTOLUZZI, C. A., 1971. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Estado do Rio Grande do Sul. *Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre*. 162p.
- BORTOLUZZI, C. A., 1974. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 4(1):7-86.
- CHANG, K. H., 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin*, 86:1544-1552.
- CLOETINGH, S., 1988. Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level? In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., POSAMENTIER, H. W., van WAGONER, J. C., ROSS, C. A., KENDALL, C. G. (eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 42:19-29.
- CURRIE, B. S., 1997. Sequence stratigraphy of non-marine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Geological Society of America Bulletin*, 109:1206-1222.
- DAVISON, I., 1987. Normal fault geometry related to sediment compaction and burial. *Journal of Structural Geology*, 9(4):393-401.
- DELANEY, P. J. V., GOÑI, J., 1963. Correlação preliminar entre as formações gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul. *Boletim Paranaense de Geografia*, 8/9:3-21.
- DESCARTES, R., 1637. *Discurso do método para bem conduzir a própria razão e procurar a verdade nas ciencias*. Ed. Nova Cultural, São Paulo, 5ª edição, 1991. 42p.
- DOBLAS, M., MAHECHA, V., HOYOS, M., LÓPEZ-RUIZ, J., 1997. Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 19(2):159-170.
- DOBLAS, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295:187-197.

- DOTT JR., R. H., BATTEN, R. L., 1988. Evolution of the Earth. McGraw Hill Book Company, New York, 4^a ed. 643 p.
- DRAY, W., 1964. Filosofia da História. Zahar Editores, Rio de Janeiro, 2^a edição, 1977. 158p.
- EMERY, D., MYERS, K. J., 1996. Sequence stratigraphy. Blackwell Science, 297p.
- ENGELDER, T., 1987. Joints and shear fractures in rock. In: ATKINSON, B. K. (ed.), Fracture mechanics of rock. Academic Press, London, 27-69.
- FACCINI, U. F., 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 133p.
- FACCINI, U. F., SCHULTZ, C. L., FIGUEIREDO, C. E., SANGINETO, L. R., SOARES, S. C., 1990. Sobre a ocorrência de vertebrados fósseis triássicos na região de Santana da Boa Vista (RS). Ciência e Natura, 12:103-104.
- FACCINI, U. F., 2000. Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 332p.
- FACCINI, U. F., PAIM, P. S. G., 2001. Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais. In: RIBEIRO, H. J. P. S. (Ed.), Estratigrafia de seqüências - fundamentos e aplicações. Ed. Unisinos, São Leopoldo, pp. 341-389.
- FEYERABEND, P., 1975. Contra o método. Trad. MOTA, O. S., HEGENBERG, L. Ed. Francisco Alves, Rio de Janeiro, 3^a ed., 1989. 488p.
- FIGUEIREDO FILHO, P. M., 1972. A faciologia do Grupo Passa Dois no Rio Grande do Sul. Revista Brasileira de Geociências, 2(4):216-235.
- FONSECA, M. M., 1999. Caracterização faciológica das formações Santa Maria (Membro Alemoa) a Caturrita: interpretação da tipologia dos sistemas fluviais. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 132p.
- GALLEGO, O. F., 1996. Revisión de algunos conchostracos de la Formación Santa Maria (Triásico Medio) de Rio Grande do Sul (Brasil). Acta Geologica Leopoldensia, 19(43):59-76.
- GALLEGO, O. F., 1999. Triasoglypta santamariensis Gallego Nov. Comb. (Conchostraca) de la Formación Santa Maria (Triásico Medio-Superior) de Brasil. Revista Universidade de Guarulhos, Geociências, 4(6):61-66.
- GALLOWAY, W. E., HOBDAV, D. K. 1983. Terrigenous clastic depositional systems. New York, Springer Verlag, 423 p.

- GALLOWAY, W. E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, 73(2):125-142.
- GAMERMANN, N., 1973. Formação Rosário do Sul. *Pesquisas*, 2:5-36.
- GAMOND, J. F., 1987. Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6):609-620.
- GOLONKA, J., FORD, D., 2000. Pangean (Late Carboniferous – Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161:1-34.
- GOÑI, J., DELANEY, P. J. V., 1961. Estudo estatístico dos minerais pesados da Fm. Botucatu - Rio Grande do Sul (Brasil) e Uruguai. *Boletim do Instituto de Geologia da Universidade Federal do Paraná*, 6:3-27.
- GORDON JR., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos, DNPM*, 38:1-20.
- GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F., OGG, J. G., HARDENBOL, J., van VEEN, P., THIERRY, J., HUANG, Z., 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M., HARDENBOL, J. (eds.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation, SEPM Special Publication*, 54: 95-126.
- GRAMSCI, A., 1995. *Concepção dialética da História*. Trad. COUTINHO, C. N. Ed. *Civilização Brasileira*, Rio de Janeiro, 4ª edição, 1981. 341p.
- GUERRA-SOMMER, M., GAMERMANN, N. 1985. Mineralogia de troncos fósseis da região de São Pedro do Sul, Triássico, Rio Grande do Sul. In: CAMPOS, D. A, FERREIRA, C. S., BRITO, I. M., VIANA, C. F. (eds.), *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. Departamento Nacional da Produção Mineral, Série Geologia, Seção Paleontologia e Estratigrafia 2:597-603.
- GUERRA-SOMMER, M., CAZZULO-KLEPZIG, M., IANNUZZI, R., 1999. The Triassic taphoflora of the Paraná Basin, southern Brazil: a biostratigraphical approach. *Journal of African Earth Sciences*, 29(1):243-255.
- GUERRA-SOMMER, M., CAZZULO-KLEPZIG, M., 2000. The Triassic taphoflora from Paraná Basin, Southern Brazil: an overview. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):477-481.
- HANCOCK, P. L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4):437-457.

- HANCOCK, P. L., BARKA, A. A., 1987. Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6):573-584.
- HOLDHAUS, K., 1918. Sobre alguns lamelibrânquios fósseis do sul do Brasil. *Serviço Geológico e Mineralógico, Monografias*, 2:27-32.
- HOLZ, M., 1998. Um breve histórico de conceitos fundamentais da estratigrafia moderna: seqüências deposicionais e seus fatores controladores. *Pesquisas*, 25(1):3-26.
- HOLZ, M., BARBERENA, M. C., 1994. Taphonomy of the south brazilian Triassic paleoherpetofauna: pattern of death, transport and burial. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107:179-197.
- HOLZ, M., SCHULTZ, C. S., 1998. Taphonomy of the South Brazilian Triassic herpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia*, 31:335-345.
- HOLZ, M., SOUTO-RIBEIRO, A. 2000. Taphonomy of the south brazilian Triassic vertebrates. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 487-490.
- von HUENE, F., STAHLECKER, R., 1931. Observações geológicas no Rio Grande do Sul. Trad. BELTRÃO, R.. *Boletim Instituto de Ciências Naturais da UFSM*, 3:1-108.
- von HUENE, F., 1935-42. Répteis fósseis do Gondwana Sul-Americano. Trad. BURGER JR., C. CCNE, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 1990. 365p.
- HUME, D., 1748. Investigação sobre o entendimento humano. Trad. VALLANDRO, L. Ed. Abril, 1973. 69p.
- ILCE (Instituto Latinoamericano de la Comunicación Educativa). México D.F. Disponível em: http://www.lectura.ilce.edu.mx:3000/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/148/htm/sec_9.htm.
- KATOO, Y. 1971. Conchostráceos mesozóicos do sul do Brasil: contribuição à estratigrafia das formações Santa Maria e Botucatu. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 87p.
- KEIDEL, 1917. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y los Andes. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales*, 11(3):1-78.
- KETZER, J. M. M., 1997. Cronoestratigrafia das unidades gonduânicas preservadas sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense (Formação Caneleiras). Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 215 p.
- KOCUREK, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56: 193-206.

- KUHN, T. S., 1978. A estrutura das revoluções científicas. Ed. Perpesctiva, São Paulo, 2ª ed. 257p.
- LAVINA, E. L., 1982. Paleontologia, Estratigrafia e Bioestratigrafia da Formação Sanga do Cabral (Triássico Inferior do Grupo Rosário do Sul) na Folha de Catuçaba, RS. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre.
- LAVINA, E. L., 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 333p.
- LOCZY, L., LADEIRA, E. A., 1976. Geologia estrutural e introdução à geotectônica. Edgard Blücher, São Paulo, 528p.
- LIZUAIN, A., LEANZA, H. A., PANZA, J. L., 1997. Mapa Geológico de la República Argentina. Servicio Geológico Mínero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- MARTEL, S. J., POLLARD, D. D., SEGALL, P., 1988. Development of simple strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin, 100:1451-1465.
- MARTIN, H., 1961. The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa. The Geological Society of South Africa, Alexander L. du Toit Memorial Lectures, 7:1-47.
- MARTINSEN, O. J., RYSETH, A., HELLAND-HANSEN, W., FLESHE, H., TORKILDSEN, G., IDIL, S., 1999. Stratigraphic base-level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. Sedimentology, 46:235-259.
- MEANS, W. D., 1987. A newly recognized type of slickenside striation. Journal of Structural Geology, 9(5/6): 585-590.
- MENDES, J. C., 1945. Considerações sobre a estratigrafia e idade da Formação Estrada Nova. Boletim L – Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, 2:27-33.
- MIALL, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits, a summary. In: MIALL, A. D. (Ed.), Fluvial Sedimentology. Canadian Society Petroleum Geologists, Memoir 5:597-604.
- MIALL, A. D., 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: KLEINSPEHN, K., PAOLA, C. (eds.), New perspectives in basin analysis. Springer-Verlag, New York, 67-81.
- MIALL, A. D., 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. Journal of Sedimentary Petrology, 61(4):497-505.

- MIALL, A. D., 1995. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 42:379-389.
- MIALL, A. D. 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, Berlin, 582p.
- MIALL, A. D., MIALL, C. E., 2001. Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth-Science Reviews*, 54: 321-348.
- MILANI, E. J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Porto Alegre, RS. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre.
- MILANI, E. J., FACCINI, U. F., SCHERER, C. M., ARAÚJO, L. M., CUPERTINO, J. A., 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG USP, Série Científica*, 29:125-173.
- MINELLO, L. F., 1993. As florestas petrificadas da região de São Pedro do Sul e Mata, RS: introdução ao estudo dos processos de fossilização e análise morfológica; legislação pertinente e análise do desenvolvimento da consciência preservacionista. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 483p.
- MINELLO, L. F., 1994. As “florestas petrificadas” da região de São Pedro do Sul e Mata, RS. III – Análise morfológica megascópica, afinidades e considerações paleoambientais. *Acta Geologica Leopoldensia*, 17(39/1):75-91.
- MONDOLFO, R., 1968. Prólogo a la 2ª edición castellana de la Ciencia de la Lógica. In: HEGEL, G. W. F., 1812. *Ciencia de la lógica*. Ediciones Solar, Librería Hachette, 2ª edição, Buenos Aires, 1968. 754p.
- MOORES, E. M., TWISS, R. J., 1995. *Tectonics*. W. H. Freeman and Company, New York, 415p.
- MORAES REGO, L. F., 1930. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 46:1-105.
- MORIN, E., 1986. O método. 3. O conhecimento do conhecimento. Trad. SILVA, J. M. Ed. Sulina, Porto Alegre, 1999. 287p.
- NORTHFLEET, A. A., MEDEIROS, R. A., MÜHLMANN, H., 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Separata do Boletim Técnico da Petrobras*, 12(3):291-346.
- ODONNE, P., MASSONAT, G., 1992. Volume loss and deformation around conjugate fractures: comparison between a natural example and analogue experiments. *Journal of Structural Geology*, 14(8/9):963-972.

- OLIVEIRA, E. P., 1918. Posição estratigráfica dos lamelibrânquios descritos na memória do Professor Holdhaus. In: HOLDHAUS, K., 1918. Sobre alguns lamelibrânquios fósseis do sul do Brasil. Serviço Geológico e Mineralógico, Monografias, 2:27-32.
- OLIVEIRA, E. P., 1929. Lamelibrânquios triássicos do Estado do Paraná. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 3:131-136.
- OLIVEIRA, E. P., 1930. Rochas triássicas do estado do Paraná. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 3:158-162.
- PARK, R. G., 1988. Geological structures and moving plates. Blackie & Son, Glasgow, 337p.
- PAYTON, C. P., 1977. Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 26. 516p.
- PEACOCK, D. C. P., SANDERSON, D. J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13(6):721-733.
- PETIT, J. P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6):597-608.
- PINTO, I. D., 1956. Artrópodos da Formação Santa Maria (Triássico Superior) do Rio Grande do Sul, com notícias sobre alguns restos vegetais. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 5(1):75-87.
- POLLARD, D. D., AYDIN, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100:1181-1204.
- POPPER, K., 1981. Conjecturas e refutações. Trad. BATH, S. Ed. Universidade de Brasília, Brasília, 3ª edição, 1994. 449p.
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T., VAIL, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., POSAMENTIER, H. W., van WAGONER, J. C., ROSS, C. A., KENDALL, C. G. (eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:109-124.
- POSAMENTIER, H. W., VAIL, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tracts models. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., POSAMENTIER, H. W., van WAGONER, J. C., ROSS, C. A., KENDALL, C. G. (eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:125-154.
- POSAMENTIER, H. W., JAMES, D. P., 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. *Special Publications Int. Ass. Sediment.*, 18:3-18.
- PRICE, N. J., COSGROVE, J. W., 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, Cambridge, 502 p.

- RAGONA, D., ANSELMI, G., GONZÁLEZ, P., VUJOVICH, G., 1995. Mapa geológico de la Provincia de San Juan, República Argentina. Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- RUBERT, R. R., SCHULTZ, C. L.. Um novo horizonte de correlação para o Triássico Superior do Rio Grande do Sul. Pesquisas em Geociências, no prelo.
- SANTOS, E. L., SILVA, L. C., ORLANDI FILHO, V., COUTINHO, M. G. N. C., ROISENBERG, A., RAMALHO, R., HARTMANN, L. A., 1984. Os escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense e a Bacia do Paraná. In: SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. A., DERZE, G. R., ASMUS, H. E., Geologia do Brasil. Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, p. 331-355
- SCHERER, C. M. S., FACCINI, U. F., BARBERENA, M. C., SCHULTZ, C. L., LAVINA, E. L. , 1995. Bioestratigrafia da Formação Santa Maria: utilização das cenozonas como horizontes de correlação. Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia, UBEA/PUCRS, Série Ciências da Terra, 1:33-42.
- SCHERER, C. M. S., LAVINA, E. L., 1997. Aloformação Guará: uma nova unidade estratigráfica mesozóica na porção meridional da Bacia do Paraná. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 3, Barra do Garças, Resumos, 36-37.
- SCHERER, C. M. S., SOMMER, C. A., CARAVACA, G., WAICHEL, B., 1999. Dunas eólicas preservadas por derrames vulcânicos: uma análise das feições de interação sedimento-lava (Grupo São Bento, Rio Grande do Sul). In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, Resumos, 11.
- SCHERER, C. M. S., 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137:63-84.
- SCHERER, C. M. S., 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, 49:97-116.
- SCHNEIDER, R. L., MÜHLMANN, H., TOMMASI, MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F., NOGUEIRA, A. A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Porto Alegre, Anais, 1:41-65.
- SCHOCH, R. M., 1989. Stratigraphy – principles and methods. Van Nostrand Reinhold, New York. 365 p.
- SCHULTZ, C. L., 1995. Subdivisão do Triássico do Rio Grande do Sul com base em microfósseis: problemas e perspectivas. Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia, UBEA/PUCRS, Série Ciências da Terra, 1:25-32.

- SCHULTZ, C. L., SCHERER, C. M. S., BARBERENA, M. C., 2000. Biostratigraphy of southern brazilian Middle-Upper Triassic. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):491-494.
- SCHUMM, S. A., 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101:274-294.
- SHANLEY, K. W., McCABE, P. J., 1994. Perspectives on the sequence atratigraphy of continental strata. *AAPG Bulletin*, 78(4):544-568.
- SKINNER, B. J., PORTER, S. C., 1995. *The dynamic Earth. An introduction to Physical Geology*. John Wiley & Sons, New York, 3ª edição. 563p.
- SLOSS, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74:93-114.
- SLOSS, L. L., 1988. Forty years of sequence stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 100:1661-1665.
- SOUTO-RIBEIRO, A. W., 1999. Sedimentologia e tafonomia da Formação Sanga do Cabral (Eotriássico) – Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 93p.
- du TOIT, A. L., 1927. Comparação geológica entre a América do Sul e a África do Sul. Trad. CASTER, K. E., MENDES, J. C. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia – DNPM*. 179 p.
- TUCKER, M. E., BENTON, M. J., 1982. Triassic environments, climates and reptile evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40:361-379.
- ULIANA, M. A., BIDDLE, K. T. 1988. Mesozoic – Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(2):172-190.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., SANGREE, J. B., BUBB, J. N., HATELID, W. G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C. P., 1977 (Ed.), *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir 26:49-212.
- VEEVERS, J. J., POWELL, C. McA., COLLINSON, J. W., LOPEZ-GAMUNDI, O. R., 1994. Synthesis. In: VEEVERS, J. J., POWELL, C. M.Ca. (eds.), *Permian-Triassic pangean basins and foldbelts along the panthalassan margin of Gondwanaland*. *Geological Society of America Memoir* 184:331-353.
- van WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUITIT, T. S., HARDENBOL, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S.,

- POSAMENTIER, H. W., van WAGONER, J. C., ROSS, C. A., KENDALL, C. G. (eds.), Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:39-45.
- WALKER, R. G., 1987. Facies Models. Geoscience Canada, Reprint Series 1. Geological Association of Canada, University of Waterloo, Waterloo.
- WAUGH, B., 1973. The distribution and formation of Permian-Triassic red beds. In: LOGAN, A., HILLS, L. V. (eds.), The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 2, 678-693.
- WHITE, I. C., 1908. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro. In: Gondwana Symposium, 7, DNPM, São Paulo, 1988. 617 p.
- WHITE, M. E., 1990. The flowering Gondwana. New Jersey, Princeton University Press. 256 p.
- WINDLEY, B. F., 1977. The evolving continents. 2^a ed., Avon, John Wiley & Sons. 399 p.
- WISE, D. U., DUNN, D. E., ENGELDER, J. T., GEISER, P. A., HATCHER, R. D., KISH, S. A., ODOM, A. L., SCHAMEL, S., 1984. Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12:391-394.
- WOODWARD, A. S., 1907. On some fossil reptilian bones from state of Rio Grande do Sul. *Revista do Museu Paulista*, 7:46-57.
- ZERFASS, H., 1998. Estratigrafia da sedimentação meso e neotriássica no Município de São Pedro do Sul, RS: faciologia, análise de proveniência e história diagenética. Trabalho de Conclusão, Curso de Graduação em Geologia, UNISINOS. 177 p.
- ZERFASS, H., GARCIA, A. J. V., SUSCZYNSKI, A. M., LAVINA, E. L., 2000. Análise de proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul (RS): uma contribuição para arquitetura estratigráfica e evolução tectono-sedimentar. *Acta Geologica Leopoldensia*, 23(51):61-84.

ANEXO

A tabela que segue contém os pontos marcados durante o trabalho de campo, com suas coordenadas, respectiva folha topográfica, pontos de referência significativos, unidade(s) estratigráfica(s) e demais comentários. O prefixo de cada ponto faz referência à região, conforme explicado no Capítulo 4. As coordenadas são apresentadas como coordenadas geográficas (latitude, longitude) ou como UTM (N, E). A folha topográfica apresenta a indicação *, quando na escala 1:50.000, ou a indicação **, quando na escala 1:250.000. As unidades estratigráficas utilizadas são Superseqüência (Ss.), Seqüência (S.), Formação (Fm.) ou Aloformação, conforme o caso. Nos comentários são apresentadas algumas abreviaturas, como segue: F = ponto com medida de fraturas, IC = ponto com medidas de indicadores cinemáticos, P = ponto com medida de paleocorrentes, So = ponto com medida de atitude de acamadamento, SC = ponto com seção colunar (a altura da seção é indicada entre parênteses).

Ponto	Coordenadas	Folha topográfica	Pontos de referência	Unidade estratigráfica	Comentários
CA-1	6.677,250km 316,500km	Cachoeira do Sul**	Periferia de Cachoeira do Sul	Ss. Sanga do Cabral	F
CA-2	-	-	-	-	O mesmo que SM-2
CA-3	-	-	-	-	O mesmo que SM-3
CA-4	6.593,000km 218,750km	Cachoeira do Sul**	-	Granito Lavras do Sul	F, IC
CA-5	-	Cachoeira do Sul**	1,1km ao norte de CA-4, na estrada.	Granito Lavras do Sul	F
CA-6	6.589,625km 228,750km	Cachoeira do Sul**	Estrada asfaltada Lavras do Sul – Caçapava do Sul	Fm. Hilário	Vulcânica cinza. F, IC
CA-7	-	Cachoeira do Sul**	1,8km ao nordeste de CA-6, na estrada.	Fm. Hilário	F, IC
CA-8	30°20'57''S 53°39'35''W	Cachoeira do Sul**	Cerrito do Ouro	-	F, IC
CA-9	30°20'33''S 53°39'32''W	Cachoeira do Sul**	-	-	Metavulcânica? F, IC
CA-10	6.637,250km 245,750km	Cachoeira do Sul**	-	-	Arenito. F, IC
CA-11	30°16'00''S 53°35'39''W	Cachoeira do Sul**	-	-	Arenito, conglomerado. F, IC
CA-12	30°29'03''S 53°18'09''W	Cachoeira do Sul**	Arroio das Pedras	Fm. Vargas	Ritmito. F
CA-13	30°29'30''S 53°21'57''W	Cachoeira do Sul**	-	Fm. Vargas	Ritmito, deformação sin-sedimentar. F
CA-14	30°29'07''S 53°22'02''W	Cachoeira do Sul**	-	Fm. Vargas	Ritmito, planos com estrias p/ foto. F, IC
CA-15	30°27'35''S 53°25'10''W	Cachoeira do Sul**	Colônia Sta. Tereza	Granito Caçapava do Sul	F
CA-16	30°26'44''S 53°25'54''W	Cachoeira do Sul**	Cerro do Reginaldo	Granito Caçapava do Sul	F
CA-17	30°26'08''S 53°27'29''W	Cachoeira do Sul**	-	Granito Caçapava do Sul	Lajeado em drenagem. F
CA-18	30°27'25''S 53°27'10''W	Cachoeira do Sul**	-	Granito Caçapava do Sul	Alterado. F
CA-19	30°31'49''S 53°24'25''W	Cachoeira do Sul**	-	Complexo Passo Feio	Pedreira de mármore. F
CA-20	6.625,494km 251,765km	Cachoeira do Sul**	Cerro do Perau, Arroio Pessegueiro	Fm. Acampamento Velho	Riolito, lajeado. F
CA-21	6.618,158km 235,405km	Cachoeira do Sul**	Cerro do Perau	Fm. Acampamento Velho	Riolito, extração de saibro. F, IC
CAN-1	31°03'07''S 52°43'38''W	Arroio das Pedras*	Graben Amaral Ferrador	-	Arenito/siltito lilás.
CAN-2	31°06'49''S 52°55'18''W	Arroio da Bica*	Graben Arroio Moirão	-	Arenito.
CAN-3	31°06'48''S 52°55'18''W	Arroio da Bica*	G. Arroio Moirão	-	Tufo/lapilito.
CAN-4	31°04'33''S 52°59'35''W	Arroio da Bica*	G. Arroio Moirão	-	Conglomerado.
CAN-5	31°03'54''S 53°00'12''W	Arroio Barracão*	G. Arroio Moirão	-	Conglomerado.

CAN-6	31°01'37"S 53°02'21"W	Arroio Barracão*	G. Arroio Moirão	-	Arenito laranja.
CAN-7	31°00'25"S 53°03'27"W	Arroio Barracão*	G. Arroio Moirão	-	Arenito fino recoberto por arenito conglomerático.
CAN-8	31°01'28"S 53°02'32"W	Arroio Barracão*	G. Arroio Moirão	-	Ritmito, arenito conglomerático, provável contato por falha. P
CAN-9	30°59'40"S 53°03'28"W	Santana da Boavista*	G. Arroio Moirão	-	Siltito bordô recoberto por arenito conglomerático. P
CAN-10	30°59'40"S 53°03'28"W	Santana da Boavista*	G. Arroio Moirão	-	Arenito fino recoberto por arenito conglomerático.
CS-1	6.718,325km 468,118km	Caxias do Sul**	Próximo a Montenegro	-	Arenito eólico.
CS-2	6.718,723km 463,867km	Caxias do Sul**	-	-	Arenito eólico, dique de diabásio. P
CS-3	6.713,653km 426,993km	Caxias do Sul**	-	-	Arenito eólico. P
CS-4	6.713,581km 412,622km	Caxias do Sul**	-	Ss. Santa Maria	Pelito.
CS-5	6.720,270km 390,036km	Caxias do Sul**	-	S. Santa Maria 1	Pelito vermelho, paleossolos brancos, falha, dique de diabásio..
CS-6	6.719,231km 382,964km	Caxias do Sul**	Próximo a Venâncio Aires	S. Santa Maria 2	Arenito conglomerático Extração de areia.
CS-7	6.683,894km 365,215km	Caxias do Sul**	Próximo a Rio Pardo, estrada secundária para Bexiga.	Ss. Sanga do Cabral	Conglomerado.
CS-8	6.680,000km 367,500km	Porto Alegre**	Próximo ao Rio Jacuí, Rio Pardo.	Ss. Sanga do Cabral.	Arenito. F
CS-9	6.678,429km 367,793km	Porto Alegre**	RS-471, próximo a Rio Pardo.	idem.	Arenito, conglomerado. F
CS-10	6.689,025km 371,050km	Rio Pardo*	-	S. Santa Maria 1	Arenito conglomerático fluvial. F
CUY-1	32°56'38"S 69°12'32"W		Potreriillos	-	Início da seção colunar entre os cerros Bayo e Cocodrilo (seção completa Bacia de Cuyo, 870m).
CUY-2	33°02'18"S 69°10'19"W		Quebrada de las Avispas	S. Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco.	Ritmito.
CUY-3	32°57'12"S 69°12'44"W		Potreriillos	S. Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco	Arenito, pelito vermelho. P
CUY-4	32°57'21"S 69°12'49"W		Potreriillos; topo Cerro Cocodrilo	S. Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco	Arenito, pelito vermelho. Sistema fluvial meandrante. P
CUY-5	32°47'09"S 69°38'40"W		-	-	Pelitos pretos marinhos. Carbonífero, Bacia Calingasta-Uspallata.

CUY-6	33°00'42"S 69°07'05"W		-	Granito Cacheuta	Fácies rosa.
H-1	-	São Pedro do Sul*	BR-453, 1,5km ao sudeste do Arroio Inhamandá.	S. Santa Maria 1, S. Santa Maria 2	Pelito vermelho recoberto por arenito conglomerático fluvial. P
H-2	-	S. Pedro do Sul*	BR-453, 400m ao noroeste do Arroio Inhamandá	idem	idem
H-3	-	S. Pedro do Sul*	BR-453, 600m ao noroeste de H-2.	S. Sta. Maria 2	Grande afloramento arenito fluvial. Foto tese. P, F, IC
H-4	-	S. Pedro do Sul*	BR-453, 300m ao leste de H-5	idem	Pelito vermelho recoberto arenito fluvial. Fóssil de rincossauro (museu da UFRGS). Foto tese. F, IC
H-5	6.718,082km 773,061km	S. Pedro do Sul*	Ferrovia, cruzamento com BR-453	S. Santa Maria 3	Arenito fluvial, troncos silicificados. P
H-6	-	S. Pedro do Sul*	BR-453, 1.100m ao oeste de H-5.	idem	Arenito fluvial e eólico. Afloramento posteriormente destruído.
H-7	-	S. Pedro do Sul*	BR-453, 1.600m ao oeste de H-5. "Afloramento da piscina".	idem	Arenito e diamictito. Sistema fluvial. Troncos silicificados. Foto tese. P, F
H-8	6.718,350km 775,550km	S. Pedro do Sul*	BR-453	idem	Arenito.
H-9	-	S. Pedro do Sul*	BR-453, 2km ao oeste de H-8	S. Santa Maria 2	Pelito vermelho.
H-10	-	S. Pedro do Sul*	BR-453, 1,3km ao oeste de H-9.	S. Sta. Maria 2, S. Sta. Maria 3.	Arenito fluvial em discordância erosiva sobre pelito vermelho.
H-11	6.718,550km 765,250km	Mata*	BR-453	S. Sta. Maria 2	Arenito fluvial. Macroforma de acreção frontal. P
H-12	-	Mata*	BR-453, 1,5km ao oeste de H-11	S. Sta. Maria 2	Arenito fluvial. P, F
H-13	-	Mata*	BR-453, 700m ao oeste de H-12.	idem	Arenito fluvial.
H-14	-	Mata*	BR-453, 500m ao oeste de H-13.	idem	idem
H-15	-	Mata*	BR-453, 700m ao leste de H-16	-	Arenito eólico.
H-16	-	Mata*	BR-453, 400m ao leste de H-23	-	-
H-17	6.717,622km 754,420km	Mata*	BR-453	Ss. Sanga do Cabral, S. Santa Maria 2	Arenito laranja e arenito branco. Contato por falha. F
H-18	6.717,671km 754,947km	Mata*	BR-453, km 300	S. Sta. Maria 2	Arenito fluvial.

H-19	-	Mata*	BR-453, 700m ao leste de H-18	Ss. Sanga do Cabral, S. Sta. Maria 2	Contato discordante.
H-20	6.717,877km 757,047km	Mata*	BR-453	Ss. Sanga do Cabral	Arenito, conglomerado. Afloramento fossilífero (paleovertebrados).P, F
H-21	6.718,125km 759,259km	Mata*	BR-453, km 295	Ss. Sanga do Cabral	Arenito, pelito. F
H-22	-	Mata*	BR-453, 400m ao leste de H-21	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial. F
H-23	6.718,242km 760,806km	Mata*	BR-453	idem	Arenito fluvial lilás.
H-24	-	-	-	-	O mesmo que SM-1
H-25	29°33,87'S 54°28,30'W	Mata*	Entrada cidade de Mata.	S. Santa Maria 2, S. Santa Maria 3	Sucessão de arenito fluvial com troncos silicificados, pelito vermelho e arenito grosso silicificado. SC (65m).
H-26	6.724,450km 743,800km	Mata*	Estrada asfaltada de acesso a Mata.	S. Santa Maria 1	Arenito conglomerático fluvial. P, F
H-27	6.719,068km 740,464km	São Vicente do Sul*	idem	Fm. Pirambóia	Arenito eólico. P, F
H-28	6.721,000km 769,100km	São Pedro do Sul*	-	S. Sta. Maria 2	Arenito fluvial.
H-29	-	S. Pedro do Sul*	600m ao noroeste de H-28, na estrada.	idem	Arenito fluvial recoberto por pelito vermelho.
H-30	-	S. Pedro do Sul*	800m ao leste de H-116, na estrada.	-	Arenito.
H-31	6.721,963km 761,374km	Mata*	1km ao leste de H-32, na estrada.	S. Sta. Maria 2	Arenito fluvial.
H-32	6.721,661km 761,548km	Mata*	Cerro Itaquatú	Fm. Botucatu	Arenito eólico.
H-33	6.722,111km 758,927km	Mata*	-	S. Santa Maria 2, S. Sta. Maria 3	Arenito eólico, pelito maciço, recobertos por arenito fluvial. P, SC (50m)
H-34	29°40'50"S 54°12'44"W	São Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial. P
H-35	-	S. Pedro do Sul*	250m ao norte de H-34, na estrada.	S. Santa Maria 2	Arenito, pelito. P
H-36	29°40'15"S 54°12'45"W	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 3	Arenito fluvial, troncos silicificados. P
H-37	-	-	-	-	O mesmo que H-36
H-38	29°39'25"S 54°12'23"W	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Pelito vermelho.
H-39	-	S. Pedro do Sul	Estrada para Dilermando Aguiar, 1,5km ao sul do trevo com BR-453, junto à	S. Santa Maria 3	Arenito.

			bifurcação e ferrovia.		
H-40	6.727,683km 737,683km	São Vicente do Sul*	Afloramento Rincão dos Weiss	Ss. Sanga do Cabral, S. Santa Maria 1?	Arenito e conglomerado intraformacional, recoberto por arenito e pelito intercalados. Fósseis de tetrápodes no conglomerado.
H-41	-	São Pedro do Sul*	700m ao nordeste de H-42, na estrada.	Fm. Botucatu, Fm. Serra Geral	Arenito eólico. Vulcânica c/ disjunção esferoidal.
H-42	29°36'03"S 54°10'00"W	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 3	Arenito fluvial, eólico. P
H-43	29°36'37"S 54°14'00"W	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial. P
H-44	-	S. Pedro do Sul*	Estrada secundária, 600m ao oeste de H-45.	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial. P
H-45	29°36,52'S 54°09,61'W	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Sucessão de arenito fluvial, siltito, pelito maciço. Foto Artigo I. SC (12m), P
H-46	6.721,497km 757,395km	Mata*	-	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial e eólico, pelito. Falhas. P, F, IC
H-47	6.722,132km 758,463km	Mata*	-	S. Santa Maria 3	Arenito silicificado. Troncos. Topo do cerrito.
H-48	-	Mata*	800m ao norte de H-47, na drenagem.	S. Santa Maria 2	Pelito vermelho. Na drenagem.
H-49	-	Mata*	600m ao norte de H-32, fora da estrada.	-	Arenito.
H-50	-	Mata*	300m ao sul de H-32, fora da estrada.	-	Arenito.
H-51	-	Mata*	Nordeste Cerro da Ermida, na estrada.	S. Santa Maria 2, S. Santa Maria 3	Pelito vermelho recoberto por arenito. P
H-52	6.723,483km 762,365km	Mata*	Oeste Cerro da Garganta, na estrada.	S. Santa Maria 2 S. Santa Maria 3?	Arenito fluvial, eólico, pelito.
H-53	-	Mata*	2km ao oeste de H-55, pela estrada. Estância da Encruzilhada	Ss. Sanga do Cabral	Arenito laranja.
H-54	6.710,744km 750,744km	Mata*	-	S. Santa Maria 1	Pelito vermelho maciço.
H-55	6.713,794km 748,618km	Mata*	Cemitério	S. Santa Maria 1, S. Santa Maria 2	Arenito siltico maciço, pelito, arenito fluvial. P
H-56	-	Mata*	2km ao oeste de H-57.	Ss. Sanga do Cabral? S. Santa Maria 1?	Arenito siltico.
H-57	6.716,048km 756,181km	Mata*	-	idem	Arenito siltico, arenito grosso. P
H-58	-	Mata*	Sangas de Chiniquá	S. Santa Maria 1	Arenito siltico maciço, recoberto

					por pelito vermelho. Fósseis de tetrápodes.
H-58A	6.715,761km 751,028km	Mata*	Sanga da Árvore	idem	Arenito síltico maciço recoberto por pelito vermelho. Fósseis de tetrápodes. Dique de diabásio. F.
H-58B	6.716,164km 708,590km	Mata*	Sanga Norte	idem	Arenito síltico maciço recoberto por pelito vermelho. Fósseis de tetrápodes. So
H-59	6.710,400km 749,700km	Mata*	Estrada p/ sangas Chiniquá	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial. P
H-60	6.721,400km 752,825km	Mata*	Estrada p/ Passo do Lauro	-	Arenito.
H-61	-	Catuçaba*	Corte ferrovia abandonada. Próximo ponte de concreto.	Fm. Pirambóia	Arenito eólico. Falhas. F, IC
H-61A	6.693,092km 767,213km	Catuçaba*	200m ao norte de H-61	Fm. Pirambóia, Ss. Sanga do Cabral	Arenito eólico rosa, arenito e conglomerado fluvial laranja. Contato por falha. F, IC
H-62	-	Catuçaba*	200m ao norte de H-61A, no corte ferrovia abandonada.	Ss. Sanga do Cabral	Arenito, conglomerado fluvial. Falha. F
H-63	6.712,475km 749,600km	Mata*	-	-	Arenito, pelito. F.
H-64	-	Coxilha do Pau Fincado*	3km ao nordeste do Arroio Ibicuizinho, estrada secundária.	Fm. Pirambóia.	Arenito eólico. P, F
H-65	6.700,100km 749,375km	Coxilha do Pau Fincado*	-	Fm. Pirambóia	Arenito eólico, brechas de falha. P, F
H-66	6.692,950km 760,000km	Coxilha do Pau Fincado*	-	Fm. Rio do Rasto	Pelito laminado vermelho. So
H-67	6.692,750km 765,050km	Coxilha do Pau Fincado*	Estrada para Tiaraju.	Fm. Pirambóia	Arenito eólico. F
H-68	-	Catuçaba*	Estrada para Tiaraju, 300m ao sul de H-69.	Ss.Sanga do Cabral	Arenito laranja. Dobra.
H-69	6.698,232km 766,966km	Catuçaba*	Estrada para Tiaraju.	idem	Arenito laranja. P, F
H-70	-	Catuçaba*	Estrada p/ Tiaraju, 500m ao norte de H-69.	idem	Arenito laranja. F, IC
H-71	6.698,700km 769,900km	Catuçaba*	Corte ferrovia abandonada.	idem	Arenito, conglomerado. P, F
H-72	-	Catuçaba*	Estrada p/ Tiaraju, 700m ao norte de H-70.	idem	Arenito. P, F
H-73	-	Catuçaba*	Rincão do	idem	Arenito. F

			Pinheiro, estrada p/ Tiaraju.		
H-74	6.723,900km 774,900km	São Pedro do Sul*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico. P
H-75	6.726,726km 775,468km	S. Pedro do Sul*	Estrada p/ Quevedos.	Fm. Serra Geral	Vulcânica, diques clásticos. F
H-76	6.729,563km 777,414km	S. Pedro do Sul*	Estrada p/ Quevedos	Fm. Botucatu	Arenito eólico. P, F
H-77	6.732,605km 779,605km	S. Pedro do Sul*	-	Fm. Serra Geral	Vulcânica com foliação de fluxo. F
H-78	6.730,309km 773,233km	S. Pedro do Sul*	-	Fm. Serra Geral	Vulcânica c/ foliação de fluxo. Antiga saibreira. F
H-79	6.728,462km 772,819km	S. Pedro do Sul*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico. P, F
H-80	6.725,513km 769,661km	S. Pedro do Sul*	Estrada asfaltada p/ Toropi	Fm. Serra Geral	Vulcânica. Pedreira.
H-81	6.716,960km 749,481km	Mata*	Chiniquá, BR- 453, km 305	S. Santa Maria 1	Pelito vermelho, arenito síltico maciço. Falhas. F, IC
H-82	6.714, 635km 747,852km	Mata*	Coxilha do Maçarico	Fm. Pirambóia	Arenito eólico. F, IC
H-83	-	-	-	-	O mesmo que H- 58B.
H-84	6.719,053km 749,308km	Mata*	-	Ss. Sanga do Cabral	Arenito.
H-85	6.718,746km 753,259km	Mata*	-	Ss. Sanga do Cabral, S. Santa Maria 2?	Contato por recobrimento.
H-86	6.718,851km 757,708km	Mata*	-	Ss. Sanga do Cabral.	-
H-87	6.719,279km 757,392km	Mata*	-	idem	-
H-88	6.721,449km 757,395km	Mata*	-	idem	-
H-89	-	-	-	-	O mesmo que H-46.
H-90	6.769,897km 683,100km	Unistalda*	Cerro Branco	Fm. Botucatu	Arenito eólico.
H-91	-	Unistalda*	Ponte sobre o Arroio Ituzinho, 1,8km ao sudoeste de H- 90.	-	Arenito.
H-92	6.764,615km 683,650km	Unistalda*	-	Fm. Guará?	Arenito eólico.
H-93	-	-	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico.
H-94	6.754,400km 680,250km	Vila Kramer*	-	-	Arenito eólico.
H-95	6.754,750km 675,000km	Vila Kramer*	-	Fm. Botucatu, Fm. Serra Geral	Contato por recobrimento.
H-96	6.752,300km 655,000km	Caraguataí*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico.
H-97	6.775,750km 647,100km	Passo do Goulart*	RS-176	Fm. Guará	Arenito fluvial.
H-98	-	-	-	Fm. Botucatu	Ocorrência mais setentrional de rocha sedimentar da Bacia do Paraná no RS.
H-99	6.712,459km 721,461km	São Vicente do Sul*	RS-241	Ss. Sanga do Cabral	Arenito, conglomerado.

H-100	6.711,320km 719,229km	S. Vicente do Sul*	RS-241	idem	idem
H-101	6.710,662km 716,536km	-	Trevo p/ Cacequi	idem	idem
H-102	-	-	-	idem	Arenito, conglomerado. P
H-103	6.725,673km 683,179km	-	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico. P
H-104	6.724,552km 681,037km	-	-	Aloformação Guará	Arenito fluvial.
H-105	6.722,318km 678,611km	-	-	Aloformação Guará	Arenito fluvial. P
H-106	6.722,913km 678,710km	-	-	Aloformação Guará	Arenito fluvial. P
H-107	6.726,887km 752,272km	Mata*	Estrada Mata- Vila Clara	S. Santa Maria 2	Arenito.
H-108	6.728,053km 753,429km	Mata*	idem	S. Santa Maria 2	Arenito, pelito.
H-109	6.728,911km 756,219km	Mata*	-	idem	idem
H-110	6.726,930km 750,504km	Mata*	Estrada Mata- Vila Clara	Ss. Sanga do Cabral?	-
H-111	6.723,850km 760,000km	Mata*	-	Ss. Santa Maria, Fm. Botucatu	Seção cerro sem nome. SC (75m)
H-112	6.724,320km 760,770km	Mata*	Estrada secundária (não aparece na carta). 800m ao norte de H-111	S. Santa Maria 2	Arenito conglomerático. P
H-113	-	-	-	-	O mesmo que H-52.
H-114	6.722,342km 762,942km	Mata*	-	S. Santa Maria 2	Arenito.
H-115	6.722,342km 763,271km	Mata*	Entroncamento	S. Sta. Maria 3	Arenito fluvial.
H-116	6.722,501km 767,181km	São Pedro do Sul*	-	S. Sta. Maria 2	Arenito.
H-117	6.725,000km 765,075km	Mata*	-	S. Sta. Maria 2	Arenito.
H-118	-	Mata*	1,1km ao norte de H-117, na estrada.	idem	Arenito.
H-119	6.730,000km 765,550km	Mata*	Estrada p/ Passo do Angico	Fm. Botucatu	Arenito eólico.
H-120	-	-	-	-	O mesmo que H-31.
H-121	6.721,475km 762,977km	Mata*	-	S. Santa Maria 2?	Arenito. P, F
H-122	6.722,687km 763,990km	Mata*	-	S. Santa Maria 2	Arenito.
H-123	6.723,757km 764,141km	Mata*	Na ferrovia.	-	Arenito.
H-124	6.723,076km 764,267km	Mata*	idem	-	Arenito.
H-125	6.723,392km 764,743km	Mata*	idem	-	idem
H-126	6.722,961km 762,894km	Mata*	Flanco oeste do Cerro da Garganta.	S. Santa Maria 3	Arenito conglomerático fluvial. P
H-127	-	-	-	-	O mesmo que H-52.
H-128	-	Mata*	2,2km ao noroeste de H-	S. Sta. Maria 2	Arenito fluvial, eólico. P

			52, na estrada.		
H-129	6.719,877km 763,949km	Mata*	-	S. Sta. Maria 2? S. Sta. Maria 3?	Arenito eólico, fluvial. P
H-130	6.720,363km 763,605km	Mata*	-	idem	idem
H-131	-	Catuçaba*	1,5km ao oeste de H-132, em estrada secundária.	Ss. Sanga do Cabral	-
H-132	6.702,443km 771,978km	Catuçaba*	-	idem	F
H-133	6.702,053km 771,948km	Catuçaba*	-	idem	F
H-134	6.698,129km 769,260km	Catuçaba*	-	idem	-
H-135	6.697,779km 770,992km	Catuçaba*	-	idem	-
H-136	6.711,168km 787,191km	São Pedro do Sul*	-	-	Arenito marrom maciço. Cenozóico.
H-137	6.710,290km 785,579km	S. Pedro do Sul*	-	-	idem
H-138	6.706,154km 781,904km	S. Pedro do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral	-
H-139	-	S. Pedro do Sul*	200m ao oeste de H-138, na drenagem.	Ss. Santa Maria	Pelito.
H-140	-	S. Pedro do Sul*	900m ao norte de H-141, na estrada.	Ss. Sanga do Cabral?	-
H-141	6.704,696km 781,925km	Catuçaba*	-	-	Arenito, pelito.
H-142	6.704,493km 781,916km	Catuçaba*	-	-	Arenito maciço lilás.
H-143	6.704,063km 781,666km	Catuçaba*	-	S. Santa Maria 1, S. Santa Maria 2	Pelito vermelho recoberto por arenito fluvial. Contato erosivo. P, F
H-144	6.703,255km 781,672km	Catuçaba*	BR não asfaltada p/ Rosário do Sul	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial. P
H-145	6.703,466km 783,993km	Catuçaba*	idem	idem	idem
H-146	6.703,297km 782,720km	Catuçaba*	idem	-	Arenito siltico maciço.
H-147	6.702,776km 780,775km	Catuçaba*	idem	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial. Falha. P, F
H-148	6.702,417km 780,476km	Catuçaba*	idem	S. Sta. Maria 1, S. Sta. Maria 2	Pelito maciço vermelho, com ossos, recoberto por arenito. P
H-149	6.692,190km 778,915km	Catuçaba*	-	Ss. Sanga do Cabral	-
H-150	6.701,205km 777,902km	Catuçaba*	São José da Porteirinha	Ss. Sanga do Cabral	-
H-151	-	São Pedro do Sul*	Cerro da Porteirinha. 1,3km ao leste de H-152, na estrada.	Ss. Santa Maria 1	Pelito vermelho.
H-152	6.705,455km 780,435km	S. Pedro do Sul*	Cerro da Porteirinha	S. Sta. Maria 2?	Arenito.
H-153	6.705,478km	Catuçaba*	idem	S. Sta. Maria 1?	Siltito rosa recoberto

	779,919km			S. Sta. Maria 2?	por arenito maciço amarelo, em contato erosivo.
H-154	6.701,958km 781,235km	Catuçaba*	-	Ss. Sanga do Cabral	-
H-155	-	Catuçaba*	Picada dos Gama. 300m ao sudeste de H-155, na estrada.	idem	-
H-156	6.696,068km 773,726km	Catuçaba*	BR não asfaltada p/ Rosário do Sul.	idem	Dobras de fluidização. P, F
H-157	6.697,821km 776,489km	Catuçaba*	idem	idem	Grande afloramento c/ dique de diabásio. P, F, IC
H-158	6.698,771km 777,372km	Catuçaba*	idem	idem	-
H-159	6.699,129km 777,604	Catuçaba*	BR não asfaltada p/ Rosário do Sul. Cemitério.	Ss. Sanga do Cabral?	Arenito, conglomerado intraformacional, argilito laminado. P, F, IC
H-160	6.699,579km 778,012km	Catuçaba*	BR não asfaltada p/ Rosário do Sul.	Ss. Sanga do Cabral	F
H-161	6.700,703km 778,533km	Catuçaba*	idem	idem	-
H-162	6.701,268km 778,798km	Catuçaba*	Bifurcação p/ São José da Porteirinha.	idem	-
H-163	6.701,373km 777,301km	Catuçaba*	S. José da Porteirinha	idem	Arenito c/ intercalações pelíticas. P, F
H-164	6.703,056km 776,620km	Catuçaba*	-	idem	P
H-165	6.703,553km 776,855km	Catuçaba*	-	idem	P
H-166	6.705,611km 777,388km	S. Pedro do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral?	Arenito fluvial. P
H-167	6.705,890km 778,337km	S. Pedro do Sul*	-	Ss. Santa Maria	Arenito branco.
H-168	6.717,691km 777,473km	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Pelito vermelho.
H-169	6.718,585km 778,626km	S. Pedro do Sul*	-	idem	idem
H-170	6.718,546km 779,363km	S. Pedro do Sul*	-	idem	Arenito fluvial (base), pelito vermelho. Contato gradacional.
H-171	6.718,775km 780,757km	S. Pedro do Sul*	Escola de pilotagem.	idem	Pelito vermelho maciço.
H-172	6.718,679km 781,265km	S. Pedro do Sul*	-	idem	Arenito branco maciço.
H-173	6.718,825km 781,486km	S. Pedro do Sul*	-	idem	Arenito síltico, pelito laminado. P
H-174	6.719,017km 781,950km	S. Pedro do Sul*	-	idem	Pelito maciço vermelho.
H-175	6.719,880km 781,689km	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2?	Arenito oxidado.
H-176	6.720,402km 781,412km	S. Pedro do Sul*	-	S. Sta. Maria 2	Arenito síltico rosa maciço.
H-177	6.722,097km	S. Pedro do	-	idem	Siltito laminado lilás.

	781,675km	Sul*			
H-178	6.722,796km 782,375km	S. Pedro do Sul*	-	idem	Pelito vermelho (base), arenito fluvial preenchendo feição canalizada, pelito vermelho (topo). P
H-179	6.722,949km 783,351km	S. Pedro do Sul*	Cemitério	S. Santa Maria 2	Pelito vermelho na drenagem, arenito branco no cemitério.
H-180	6.722,681km 783,900km	S. Pedro do Sul*	-	-	Arenito rosa maciço.
H-181	6.726,030km 781,860km	S. Pedro do Sul*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico. P
H-182	-	S. Pedro do Sul*	1km ao oeste de H-178, na estrada secundária para S. Pedro do Sul.	Fm. Botucatu	Blocos rolados na base do morro.
H-183	-	S. Pedro do Sul*	Cerro ao oeste do Arroio Catanduva.	Ss. Santa Maria	Sucessão de pelito, arenito e conglomerado. SC (55m), P
H-184	6.722,910km 780,313km	S. Pedro do Sul*	Bifurcação	S. Santa Maria 3	Arenito fluvial. P
H-185	6.723,049km 780,345km	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 3	Arenito fluvial. P, F
H-186	6.723,561km 780,208km	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 3	Arenito fluvial. P
H-187	6.723,766km 780,102km	S. Pedro do Sul*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico. P
H-188	6.722,213km 779,230km	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial. P
H-189	6.722,289km 778,856km	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Pelito vermelho.
H-190	6.721,610km 778,441km	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Intercalação de arenito e pelito. P
H-191	6.720,670km 778,330km	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Arenito com intercalações de siltito.
H-192	6.719,473km 777,352km	S. Pedro do Sul*	-	S. Santa Maria 2	Arenito siltico rosa.
H-193	6.715,111km 730,873km	S. Vicente do Sul*	BR-453	Ss. Sanga do Cabral	-
H-194	6.714,702km 729,971km	S. Vicente do Sul*	idem	idem	-
H-195	6.714,091km 728,082km	S. Vicente do Sul*	idem	idem	-
H-196	6.716,975km 725,074km	S. Vicente do Sul*	idem	idem	-
H-197	6.722,132km 724,131km	S. Vicente do Sul*	idem	Fm. Pirambóia, Ss. Sanga do Cabral	Grande dobra por fluidização no arenito eólico inferior, recoberto por arenito fluvial. P
H-198	6.716,930km 734,737km	S. Vicente do Sul*	idem	Ss. Sanga do Cabral	-
H-199	6.721,110km 741,519km	S. Vicente do Sul*	Estrada asfaltada p/ Mata	Fm. Serra Geral	Soleira de diabásio. F
H-200	6.722,028km 742,084km	S. Vicente do Sul*	idem	-	Arenito.
H-201	6.722,962km	Mata*	idem	Ss. Sanga do	Contato por falha. P,

	742,838km			Cabral, S. Santa Maria 1	F
H-202	-	S. Pedro do Sul*	Estrada secundária, 500m ao leste de H-45.	S. Santa Maria 2	Pelito vermelho.
H-203	6.722,002km 778,002km	S. Pedro do Sul*	-	idem	Arenito inferior em contato gradacional com pelito superior.
H-204	6.723,229km 777,282km	S. Pedro do Sul*	-	idem	Pelito vermelho.
H-205	6.723,115km 777,007km	S. Pedro do Sul*	Subida do morro, ao sul da estrada secundária.	-	Arenito eólico. Troncos silicificados rolados.
H-206	6.724,069km 776,065km	S. Pedro do Sul*	-	-	Arenito com nível de pelito. P, F
H-207	6.724km 775,739km	S. Pedro do Sul*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico. P
H-208	-	S. Pedro do Sul*	900m ao leste de H-116	S. Santa Maria 2	Pelito vermelho muito fraturado. F
H-209	6.723,552km 762,280km	Mata*	-	idem	Arenito eólico. Foto tese. P
H-210	-	Mata*	200m ao sudoeste de H-209, na drenagem.	idem	Arenito fluvial.
H-211	6.722,292km 769,284km	S. Pedro do Sul*	-	idem	Arenito.
H-212	6.722,616km 707,013km	S. Pedro do Sul*	-	Fm. Botucatu?	Arenito eólico.
H-213	6.721,405km 771,378km	S. Pedro do Sul*	-	S. S. Maria 2	Pelito vermelho.
H-214	6.727,010km 744,140km	Mata*	Estrada secundária para Rincão dos Weiss	Ss. Sanga do Cabral.	-
H-215	6.728,066km 743,126km	Mata*	-	Ss. Sanga do Cabral? S. Santa Maria 1?	Arenito silicificado, branco ou laranja.
H-216	6.728,011km 742,356km	Mata*	-	-	Arenito.
H-217	6.728,143km 741,001km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito/siltito.
H-218	-	S. Vicente do Sul*	700m ao oeste de H-217, na estrada. Frente da casa.	S. S. Maria 1	Arenito lilás. F
H-219	6.728,438km 740,830km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral. S. S. Maria 1?	Arenito laranja e conglomerado intraformacional recobertos por arenito branco.
H-220	6.727,741km 740,399km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral	-
H-221	6.727,082km 736,722km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito rosa.
H-222	6.726,985km 735,742km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito rosa maciço.
H-223	-	S. Vicente do Sul*	300m ao sudoeste de H-222, na estrada.	Ss. Sanga do Cabral	Arenito laranja.

H-224	6.724,644km 736,012km	S. Vicente do Sul*	-	S. S. Maria 1	Sucessão de arenito conglomerático, pelito vermelho e arenito laranja. P
H-225	6.724,238km 736,249km	S. Vicente do Sul*	-	idem	Arenito laranja.
H-226	-	S. Vicente do Sul*	350m aosudeste de H-225.	Fm. Serra Geral	Soleira de diabásio.
H-227	6.725,940km 735,121km	S. Vicente do Sul*	Entroncamento.	-	Arenito rosa, laranja ou branco.
H-228					O mesmo que H-40.
H-229	6.728,617km 736,626km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral	Arenito c/ intraclastos pelíticos.
H-230	6.729,301km 735,856km	S. Vicente do Sul*	-	idem	-
H-231	6.730,189km 735,624km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral	F
H-232	6.731,648km 738,410km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral, S. Sta. Maria 1	Sucessão de arenito laranja, arenito branco e siltito lilás.
H-233	6.731,350km 739,139km	S. Vicente do Sul*	Demétrio Ribeiro	-	Arenito conglomerático.
H-234	6.731,454km 739,649km	S. Vicente do Sul*	idem	S. Sta. Maria 2	Arenito conglomerático fluvial branco recoberto por arenito eólico vermelho. P
H-235	6.731,673km 739,846km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito conglomerático intercalado c/ siltito lilás. P
H-236	-	S. Vicente do Sul*	700m ao leste de H-235, na estrada.	Fm. Botucatu.	Arenito eólico. P
H-237	6.731,967km 738,433km	S. Vicente do Sul*	-	S. Sta. Maria 1	Arenito/siltito lilás tabular.
H-238	6.733,064km 738,762km	S. Vicente do Sul*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico. P
H-239	6.731,285km 742,815km	Mata*	-	Fm. Serra Geral	Derrame próximo ao contato com Fm. Botucatu.
H-240	6.730,784km 744,148km	Mata*	-	idem	Foliação de fluxo ondulada.
H-241	6.733,578km 743,112km	Mata*	-	idem	-
H-242	6.733,742km 741,228km	S. Vicente do Sul*	Colina do Sertão	Fm. Botucatu	-
H-243	6.733,589km 740,113km	S. Vicente do Sul*	-	Fm. Botucatu?	Arenito eólico. P
H-244	6.733,600km 739,795km	S. Vicente do Sul*	-	Fm. Serra Geral	-
H-245	6.733,376km 739,361km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Santa Maria	Sucessão de pelito vermelho (base), arenito conglomerático fluvial e arenito eólico (topo). P, F
H-246	6.732,855km 738,120km	S. Vicente do Sul*	Estância Santo Antônio	Ss. Sanga do Cabral?	Siltito laranja.
H-247	6.733,300km 738,058km	S. Vicente do Sul*	-	-	Contato por falha de arenito fino maciço lilás e arenito eólico

					laranja. P, F
H-248	6.734,690km 737,898km	Jaguari*	-	Aloformação Guará, Fm. Botucatu	Contato de arenito branco fluvial (base) e arenito eólico. P, F
H-249	-	Jaguari*	1km ao leste de H-248, na estrada.	Fm. Botucatu	P
H-250	6.734,992km 738,943km	Jaguari*	-	idem	-
H-251	6.735,389km 739,687km	Jaguari*	-	idem	P
H-252	6.741,291km 735,393km	Jaguari*	-	Aloformação Guará	Arenito branco, fluvial. P
H-253	6.740,950km 735,305km	Jaguari*	-	Fm. Botucatu?	Arenito eólico laranja. P
H-254	6.738,545km 735,696km	Jaguari*	-	Aloformação Guará	Arenito lilás ou branco. P
H-255	6.737,663km 736,472km	Jaguari*	-	idem	Arenito fluvial branco. P
H-256	6.737,209km 736,675km	Jaguari*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico laranja. P
H-257	6.736,016km 736,225km	Jaguari*	-	Aloformação Guará	Arenito lilás. P
H-258	6.735,446km 735,881km	Jaguari*	-	S. Santa Maria 1	Intercalação de arenito grosso, arenito médio laranja e pelito laminado vermelho. P
H-259	6.734,996km 735,815km	Jaguari*	-	Ss. Sanga do Cabral.	-
H-260	6.734,254km 735,893km	Jaguari*	-	idem	-
H-261	6.734,096km 735,815km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral, S. Santa Maria 1	Arenito laranja (base) e ritmito (topo). Romboedro associado a falha (foto Monografia de Qualificação).P, F
H-262	6.724,936km 742,346km	Mata*	-	S. Santa Maria 1	Sucessão de arenito maciço lilás (base), pelito vermelho e arenito laranja (topo).
H-263	6.726,882km 740,071km	S. Vicente do Sul*	-	idem	Arenito síltico maciço lilás.
H-264	6.726,882km 740,071km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito laranja.
H-265	6.727,335km 738,997km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral, S. Santa Maria 1	-
H-266	6.727,415km 738,423km	S. Vicente do Sul*	-	S. Sta. Maria 1	Intercalação de pelito vermelho e arenito laranja.
H-267	6.727,345km 737,746km	S. Vicente do Sul*	-	idem	Arenito síltico, maciço, silicificado.
H-268	6.726,406km 738,357km	S. Vicente do Sul*	-	idem	Arenito conglomerático, fluvial. P
H-269	6.724,565km 740,579km	S. Vicente do Sul*	-	idem	Arenito laranja.
H-270	-	S. Vicente do Sul*	300m ao leste de H-271, no sopé do cerro.	-	Arenito eólico. P

H-271	6.723,764km 739,557km	S. Vicente do Sul*	-	S. Sta. Maria 1	Intercalação de arenito laranja e pelito vermelho.
H-272	6.717,640km 737,276km	S. Vicente do Sul*	-	S. Sta. Maria 1?	Arenito laranja.
H-273	6.719,981km 735,598km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral?	Arenito síltico, maciço, laranja.
H-274	6.720,124km 735,307km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito síltico, branco, lilás ou laranja.
H-275	6.720,052km 742,894km	Mata*	-	Fm. Serra Geral	Pedreira de diabásio, com arenito na base.
H-276	6.723,359km 743,931km	Mata*	-	Ss. Sanga do Cabral	-
H-277	-	Mata*	500m ao norte de H-201, na estrada asfaltada p/ Mata.	Ss. Sanga do Cabral, S. Sta. Maria 1	Arenito e conglomerado intraformacional recoberto por sucessão de turbidito de baixa densidade lilás, siltito rosa e arenito grosso laranja. P
H-278	6.725,214km 744,016km	Mata*	Estrada asfaltada para Mata.	S. Santa Maria 1, S. Santa Maria 2?	Arenito/siltito lilás recoberto discordantemente por arenito grosso laranja.
H-279	6.725,713km 744,271km	Mata*	Estrada asfaltada para Mata.	S. Santa Maria 1	Arenito com intraclastos recoberto por siltito lilás.
H-280	6.716,404km 733,281km	S. Vicente do Sul*	BR-453	Ss. Sanga do Cabral? S. Santa Maria 1?	Arenito.
H-281	6.728,921km 724,920km	S. Vicente do Sul*	idem	Fm. Pirambóia, Ss. Sanga do Cabral.	-
H-282	6.730,950km 724,305km	S. Vicente do Sul*	idem	Ss. Sanga do Cabral	Arenito, pelito no topo.
H-283	6.732,224km 724,899km	S. Vicente do Sul*	idem	Ss. Sanga do Cabral	-
H-284	6.736,245km 724,536km	Jaguari*	idem	Aloformação Guará	Grande afloramento na curva. Arenito fluvial laranja. P
H-285	6.736,245km 724,023km	Jaguari*	Trevo de acesso a Jaguari.	S. Santa Maria 1?	Arenito/siltito lilás.
H-286	6.732,886km 724,023km	S. Vicente do Sul*	Estrada secundária para Cerro S. Miguel.	-	Arenito rosa.
H-287	6.732,800km 727,213km	S. Vicente do Sul*	idem	Fm. Botucatu.	Arenito eólico. P
H-288	6.731,449km 728,153km	S. Vicente do Sul*	Cerro S. Miguel	Fm. Botucatu.	Arenito no chão da estrada.
H-289	-		700m ao noroeste de H-288, na estrada.	Fm. Botucatu.	Arenito eólico com níveis pelíticos de interdunas. P
H-290	6.729,248km 724,940km	S. Vicente do Sul*	Estrada secundária, Boca da Picada.	Ss. Sanga do Cabral	-
H-291	6.728,456km 725,988km	S. Vicente do Sul*	-	idem	-

H-292	6.728,107km 726,594km	S. Vicente do Sul*	-	idem	-
H-293	6.726,120km 727,495km	S. Vicente do Sul*	-	idem	-
H-294	6.726,120km 729,246km	S. Vicente do Sul*	-	idem	-
H-295	6.726,198km 729,703km	S. Vicente do Sul*	-	S. Santa Maria 1	Sucessão de arenito laranja com filmes pelíticos intercalado com pelito vermelho, recobertos por arenito com intraclastos. P, So, SC (4,5m).
H-296	6.726,040km 730,159km	S. Vicente do Sul*	S. Miguel	Ss. Sanga do Cabral?	-
H-297	6.725,899km 730,680km	S. Vicente do Sul*	idem	-	Arenito laranja.
H-298	6.726,594km 731,164km	S. Vicente do Sul*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico laranja. P
H-299	6.726,235km 731,018km	S. Vicente do Sul*	-	idem	idem.
H-300	6.726,864km 731,265km	S. Vicente do Sul*	-	idem	idem.
H-301	6.727,202km 732,037km	S. Vicente do Sul*	-	S. Santa Maria 1	Arenito branco e lilás, fluvial, associado com arenito laranja com filmes pelíticos. P
H-302	6.727,676km 731,996km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral?	Arenito laranja.
H-303	6.728,043km 732,155km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito eólico bordô. P
H-304	6.728,191km 732,321km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral.	Arenito laranja, pelito vermelho no topo. So
H-305	6.728,449km 732,757km	S. Vicente do Sul*	-	Fm. Pirambóia	Arenito eólico, dunas compostas. P
H-306	6.731,268km 730,482km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral?	-
H-307	-	S. Vicente do Sul*	400m ao noroeste de H-306, na estrada.	Ss. Sanga do Cabral	Bom. afloramento.
H-308	6.732,115km 729,979km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito lilás esbranquiçado.
H-309	6.732,999km 729,921km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral	-
H-310	6.733,759km 729,518km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito eólico. P
H-311	6.734,003km 728,763km	S. Vicente do Sul*	-	Fm. Botucatu?	Arenito eólico.
H-312	6.734,133km 731,889km	Jaguari*	-	Ss. Sanga do Cabral?	-
H-313	6.734,153km 735,142km	Jaguari*	-	Ss. Sanga do Cabral	-
H-314	6.733,257km 736,220km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral, S. Santa Maria 1	Contato por recobrimento. Sistema entrelaçado de fratura com farinha de rocha (foto Monografia de Qualificação). P, F

H-315	6.730,727km 735,628km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito branco e pelito vermelho, intercalados.
H-316	6.730,413km 735,210km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral	Conglomerados intraformacionais.
H-317	6.730,337km 735,017km	S. Vicente do Sul*	Taquarichim	Fm. Pirambóia	Arenito eólico. P
H-318	6.724,652km 730,102km	S. Vicente do Sul*	-	-	Arenito laminado laranja.
H-319	6.723,702km 730,584km	S. Vicente do Sul*	Topo da lomba	S. Santa Maria 1	Intercalação de arenito laranja e pelito vermelho. Geometria tabular. P
H-320	6.723,047km 730,619km	S. Vicente do Sul*	Gavajuretã	idem	Arenito laranja com intraclastos. Arenito síltico lilás na frente da igreja.
H-321	6.720,943km 729,701km	S. Vicente do Sul*	-	idem	Arenito fluvial lilás com intraclastos. P
H-322	6.720,768km 729,509km	S. Vicente do Sul*	-	idem	Arenito sigmoidal, ritmo. P
H-323	6.719,725km 729,613km	S. Vicente do Sul*	Cemitério	Ss. Sanga do Cabral?, S. Santa Maria 1	Possível contato por recobrimento.
H-324	6.718,759km 728,743km	S. Vicente do Sul*	-	Ss. Sanga do Cabral	-
H-325	6.721,624km 752,921km	Mata*	-	Ss. Santa Maria	Pelito alterado.
H-326	6.715,634km 756,438km	Mata*	-	S. Santa Maria 1?	Arenito maciço rosa ou lilás com intercalações de arenito laminado laranja.
H-327	6.711,519km 754,942km	Mata*	-	idem	Arenito lilás.
H-328	6.710,630km 754,694km	Mata*	-	-	Arenito laranja com dobra por fluidização.
H-329	6.712,158km 753,479km	Mata*	-	-	Arenito laranja, muito alterado.
H-330	6.711,613km 753,014km	Mata*	-	-	Intercalação de arenito laranja e pelito vermelho.
H-331	6.712,199km 756,399km	Mata*	-	S. Santa Maria 1?	Arenito rosa ou branco.
H-332	6.709,504km 759,758km	Mata*	-	-	Depósito cenozóico arenoso.
H-333	6.710,056km 758,508km	Mata*	-	Ss. Sanga do Cabral?, S. Santa Maria 1?	Arenito rosa ou laranja.
H-334	6.716,152km 756,671km	Mata*	-	Ss. Sanga do Cabral, S. Santa Maria 1?	Conglomerado intraformacional, ritmo. Parte encoberta, relação de contato não observada.
H-335	6.716,908km 758,446km	Mata*	-	S. Santa Maria 1?	Intercalação de arenito laranja e pelito vermelho.
H-336	6.717,055km 758,653km	Mata*	-	idem	idem
H-337	6.718,147km	Mata*	-	S. Santa Maria 2	Arenito fluvial. P

	762,676km				
H-338	6.716,955km 765,164km	Mata*	-	Fm. Botucatu, Fm. Serra Geral	Arenito eólico recoberto por derrame. P, F
H-339	6.713,799km 762,241km	Mata*	-	S. Santa Maria 1?	Arenito laranja com intercalações de pelito.
H-340	6.713,315km 761,416km	Mata*	-	idem	idem
H-341	6.712,951km 761,434km	Mata*	-	idem	idem
H-342	6.737,366km 725,254km	Jaguari*	-	Ss. Sanga do Cabral?	Arenito fluvial laranja. P
H-343	6.739,224km 725,991km	Jaguari*	-	S. Santa Maria 1?	Intercalação arenito laranja e pelito vermelho.
H-344	6.742,669km 729,641km	Jaguari*	-	Fm. Serra Geral	-
H-345	6.741,495km 729,843km	Jaguari*	-	Fm. Botucatu	Arenito eólico. P
H-346	6.741,207km 729,734km	Jaguari*	-	Aloformação. Guará	Arenito fluvial rosa, em duas exposições à margem de estrada secundária, distantes 300m uma da outra. P
H-347	6.739,066km 730,526km	Jaguari*	-	Fm. Botucatu?	Arenito eólico laranja. P
H-348	6.737,700km 726,644km	Jaguari*	-	Ss. Sanga do Cabral?	Arenito laranja.
H-349	6.737,542km 725,900km	Jaguari*	-	idem	Arenito laranja.
ISCH-1	30°07,836'S 67°52,560'W	-	Valle Pintado	S. Ischigualasto- Los Colorados	Pelito vermelho ou verde, níveis de arenito e de laterita. Foto Artigo III. P, F.
ISCH-2	30°06,923'S 67°53,829'W	-	Início trilha p/ Cancha de Bochas	idem	Arenito fluvial. P, F
ISCH-3	30°07,653'S 67°54,166'W	-	-	Contato S. Ischichuca-Los Rastros e S. Ischigualasto – Los Colorados	Camadas de ritmitos (inferiores) terminando contra a superfície da disconformidade ("toplap"). Sobre a superfície, arenito fluvial. Foto Artigo III. P, SC (8m).
ISCH-4	30°06,823'S 67°54,096'W	-	-	S. Ischigualasto- Los Colorados	Níveis de tufos. Local de coleta do <i>Eoraptor</i> . Coleta de amostra para datação radiométrica.
ISCH-5	30°04,647'S 67°54,734'W	-	El Hongo	S. Ischigualasto- Los Colorados	-
ISCH-6	30°04,402'S 67°54,082'W	-	-	idem	Contato Ischigualasto-Los Colorados (superfície de máxima inundação). Foto Artigo III. F, So.
ISCH-7	29°47,753'S	-	Desembocadura	S. Talampaya, S.	Grande falha.

	67°50,609'W		cañón Río Talampaya.	Tarjados.	
ISCH-8	29°47,033'S 67°43,326'W	-	Cañón Río Talampaya. Pinturas rupestres.	S. Talampaya.	Arenito e conglomerado fluvial.
ISCH-9	29°52,735'S 67°46,831'W	-	Los Chañares	S. Ischichuca-Los Rastros	Arenito, ritmito, folhelho. F, So
ISCH-10	30°09,669'S 67°50,693'W	-	El Gusano	idem	Ritmito. Fósseis vegetais. Microdobras. F, IC
ISCH-11	30°09,235'S 67°49,554'W	-	-	S. Ischichuca-Los Rastros, S. Ischigualasto-Los Colorados	Contato entre as duas unidades mascarado por intrusões básicas.
ISCH-12	30°10,379'S 67°49,340'W	-	Cerro Morado	S. Talampaya	Arenito, conglomerado. P
ISCH-13	30°09,772'S 67°48,701'W	-	idem	S. Talampaya, S. Ischichuca-Los Rastros	Contato arenito/conglomerado rosa, arenito/conglomerado verde, por recobrimento. P, SC (80m)
ISCH-14	29°46,715'S 67°47,719'W	-	Parque Talampaya, próximo de El Fraile	S. Talampaya	Arenito e conglomerado fluviais. P, F, SC (100m).
ISCH-15	-	-	Cañón Río Talampaya.	S. Talampaya, S. Tarjados	Superfícies da unidade superior terminam contra a superfície da disconformidade ("onlap"). Foto Artigo III.
ISCH-16	-	-	idem	S. Talampaya	Arenito e conglomerado fluviais.
ISCH-17	30°09,257'S 67°57,890'W	-	Cavallo Anca	S. Ischichuca-Los Rastros	Ritmito, arenito sigmoidal. Fósseis vegetais.
ISCH-18	30°09,012'S 67°58,205'W	-	idem	idem	Arenito sigmoidal deltaico. Foto Artigo III. P
ISCH-19	30°08,177'S 67°58,394'W	-	idem	idem	Ritmito, arenito sigmoidal. Sucessão de parassequências. P.
ISCH-20	30°09,845'S 67°57,845'W	-	idem	idem	idem
ISCH-21	30°11,719'S 67°58,441'W	-	Quebrada del Peñón	S. Talampaya, S. Ischichuca-Los Rastros	Início de seção colunar (290m). P
ISCH-22	30°05,216'W 67°56,520'S	-	Submarino	S. Ischichuca-Los Rastros, S. Ischigualasto Los Colorados, "Conglomerado La Peña"	Sucessão de ritmito, ortoconglomerado, arenito/ortoconglomerado, pelito/arenito. P, SC (24m).
SM-1	6.685,047km 312,008km	Santa Maria**	BR-153	Ss. Sanga do Cabral, S. Santa Maria I	Arenito/conglomerado laranja recoberto por arenito branco. F

SM-2	-	Ferreira*	Cachoeira do Sul, estrada velha para Candelária, próximo à ponte sobre o Rio Botucaraf.	Ss. Sanga do Cabral	Arenito/conglomerado laranja. F
SM-3	-	Ferreira*	idem	idem	idem
SM-4	6.703,037km 338,688km	Bexiga*	-	S. Santa Maria 1	Pelito vermelho, grande afloramento.
SM-5	6.685,979km 334,612km	Bexiga*	-	idem	Arenito fluvial. P
SM-6	6.685,537km 334,772km	Bexiga*	-	Ss. Sanga do Cabral	Arenito laranja. F
SM-7	6.683,905km 337,869km	Bexiga*	-	Ss. Sanga do Cabral, S. Santa Maria 1	Arenito laranja recoberto por arenito branco. Dique. Grande afloramento. P, F
SM-8	6.710,500km 326,375km	Santa Maria**	Município de Candelária, Picada Escura, ao sul do Cerro Cipriano	S. Santa Maria 2	Ritmito recoberto por arenito maciço. F, IC
SM-9	6.708,017km 330,041km	Santa Maria**	-	Ss. Santa Maria	Pelito vermelho.
SM-10	6.706,324km 329,967km	Ferreira*	-	idem	idem
SM-11	6.687,217km 343,727km	Bexiga*	-	S. Santa Maria 1	Argilito lilás.
SM-12	6.687,288km 343,040km	Bexiga*	-	idem	idem
SM-13	6.684,196km 312,561km	Santa Maria**	BR-153	Ss. Sanga do Cabral	Arenito e conglomerado laranja. F