

**SEVEN**

EDITORA  
2026

# CONNECTIVIDADE, BACIA DE DRENAGEM E SISTEMAS FLUVIAIS

## GEOMORFOLOGIA, HIDRODINÂMICA E O ECOSISTEMA FLUVIAL

**PAULO CESAR ROCHA**



**CEETAS**

CENTRO DE ESTUDOS DO ENSINO,  
TRABALHO, AMBIENTE E SAÚDE



**unesp**

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"



Conselho Nacional de Desenvolvimento  
Científico e Tecnológico

**EDITORA CHEFE**

Prof<sup>o</sup> Me. Isabele de Souza Carvalho

**EDITOR EXECUTIVO**

Nathan Albano Valente

**AUTOR DO LIVRO**

Paulo Cesar Rocha

**PRODUÇÃO EDITORIAL**

Seven Publicações Ltda

**EDIÇÃO DE ARTE**

Evellyn Thais de Souza

**EDIÇÃO DE TEXTO**

Stephanie Caroline Meyer de Quadros

**BIBLIOTECÁRIA**

Bruna Heller

**IMAGENS DE CAPA**

Evellyn Thais de Souza

2026 by Seven Editora

Copyright © Seven Editora

Copyright do Texto © 2026 Os Autores

Copyright da Edição © 2026 Seven Editora

O conteúdo do texto e seus dados em sua forma, correção e confiabilidade são de responsabilidade exclusiva dos autores, inclusive não representam necessariamente a posição oficial da Seven Publicações Ltda. Permitido o download da obra e o compartilhamento desde que sejam atribuídos créditos aos autores, mas sem a possibilidade de alterá-la de nenhuma forma ou utilizá-la para fins comerciais.

Todos os manuscritos foram previamente submetidos à avaliação cega pelos pares, membros do Conselho Editorial desta Editora, tendo sido aprovados para a publicação com base em critérios de neutralidade e imparcialidade acadêmica.

A Seven Publicações Ltda é comprometida em garantir a integridade editorial em todas as etapas do processo de publicação, evitando plágio, dados ou resultados fraudulentos e impedindo que interesses financeiros comprometam os padrões éticos da publicação.

Situações suspeitas de má conduta científica serão investigadas sob o mais alto padrão de rigor acadêmico e ético.



O conteúdo deste Livro foi enviado pelos autores para publicação de acesso aberto, sob os termos e condições da Licença de Atribuição Creative Commons 4.0 Internacional

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
(Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)**

R672c Rocha, Paulo Cesar.

Conectividade, Bacia de Drenagem e Sistemas Fluviais  
[recurso eletrônico] : Geomorfologia, Hidrodinâmica e o  
Ecossistema Fluvial / Paulo Cesar Rocha. – São José dos  
Pinhais, PR: Editora Seven, 2026.

Dados eletrônicos (1 PDF).

ISBN 978-65-978628-8-7

1. Drenagem. 2. Geomorfologia. 3. Hidrodinâmica.  
I. Título.

CDU 551.4

**Bruna Heller** - Bibliotecária - CRB10/2348

**Índices para catálogo sistemático:**

1 Geomorfologia 551.4

**DOI:** 10.56238/livrosindi202607-001

**Seven Publications Company**  
CNPJ: 43.789.355/0001-14  
editora@sevenevents.com.br  
São José dos Pinhais/PR

## AUTOR DO LIVRO



**PAULO CESAR ROCHA**

O Professor Doutor Paulo Cesar Rocha possui graduação em Geografia pela Universidade Estadual de Maringá (1991), mestrado e doutorado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais pela Universidade Estadual de Maringá (1995/2002). Pós-Doutorado no PEA/UEM/School of Environmental Sciences/University of Liverpool (2015). Atualmente é professor Associado (Livre-Docente) da Faculdade de Ciência e Tecnologia da Universidade Estadual Paulista-UNESP, Departamento de Geografia. Credenciado nos Programas de Pós Graduação em Geografia (acadêmico e profissional) e no PROFÁgua/FEIS. Pesquisador do CNPq Nível 2. Participa dos Grupos de Pesquisa GAIA (FCT-UNESP), CEETAS (FCT-UNESP), GEMA (UEM), Rede Águas (Rede Internacional de Pesquisa em Águas), Rede Geografia das Águas (Rede Internacional de Geógrafos Pesquisadores em Águas). Representante da UNESP no CBH-Aguapeí e Peixe e CBH Paranapanema (ANA). Mantém intercâmbios com University of Liverpool – School of Environmental Science (Inglaterra/RU), Universidade do Minho (Portugal), Universidade Nacional de San Juan (Argentina) e Auburn University (Alabama-USA).

## AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao CNPq pelo financiamento do projeto vigente entre 2022-2025, processo 408949/2021-0 e bolsa produtividade em pesquisa, vigente entre 2023-2026, processo 408949/2021-0. Ao Laboratório de Geologia, Geomorfologia e Recursos Hídricos da FCT/UNESP pelo apoio e instrumental. À Fapesp, pelo apoio financeiro no projeto temático, processo Fapesp: 2012/23959-9 – Vigente entre 2013 a 2019.

## APRESENTAÇÃO

Esta obra busca compilar em primeira aproximação o conhecimento contemporâneo acerca dos processos de conectividade nas dimensões da bacia de drenagem e do canal fluvial, os quais sustentam análises processuais de variáveis morfológicas, hidrológicas, sedimentológicas e ecológicas, com vistas ao público das disciplinas da Geografia Física e Ecologia Fluvial. O conceito de conectividade tem sido utilizado no entendimento de processos de dinâmica hidrológica, sedimentar e ecológica entre sistemas ambientais, a exemplo das relações bacia de drenagem – canal fluvial e entre o sistema canal fluvial – e planície de inundação. Para tanto, tem sido utilizados na literatura, conceitos de conectividade enfatizando o meio físico, como o da conectividade da paisagem (*landscape connectivity*) (ou do modelado/geomórfica), relativa à ligação física das formas de relevo. É frequente também encontrar-se o conceito de conectividade hidrológica, referindo-se a passagem de água através da bacia de drenagem. E ainda, o conceito de conectividade sedimentológica, relativa à transferência de sedimentos através de uma bacia, bem como o conceito de conectividade ecológica aplicada a ambientes fluviais.

Considerando estas aplicações, este texto apresenta resultados de uma revisão a respeito de tais aplicações e também de estudos dirigidos das condicionantes geomorfológicas ambientais e usos dos conceitos de conectividade - em especial sobre a bacia de drenagem e canais fluviais e em sistemas rio-planície de inundação.

Para o desenvolvimento deste texto, foram utilizados estudos sobre as relações bacia de drenagem e o canal fluvial e entre o canal fluvial e sua planície de inundação, utilizando-se de diferentes recortes espaciais e temporais, na tentativa de se aplicar os conceitos de conectividade hidrodinâmica superficial.

Assim, foram abordados três eixos temáticos, aqui considerados como Parte I, Parte II e Parte III.

Na Parte I, o texto apresenta o capítulo *Geomorfologia e Conectividade Hidrológica e Sedimentológica*, que aborda o estado da arte sobre as aplicações ambientais em geomorfologia e em especial aplicações sobre o conceito de conectividade nos estudos ambientais em bacias de drenagem e canais fluviais.

A parte II, apresenta o capítulo *A Dimensão Rio – Sistema Aluvial: A Morfologia do Rio e sua Planície de inundação*, que tratará dos processos atuantes na morfogênese das planícies de inundação em sistemas fluviais aluviais e na interação entre os processos geomórficos e hidrodinâmicos, associando-os à diversidade de morfologias e aspectos de conectividade nos sistemas rio-planícies de inundação.

Na parte III, o capítulo *Conectividade Ecológica em Sistemas Fluviais: O Entendimento da Hidrodinâmica, Morfodinâmica e a Formação de Habitats* apresenta os principais conceitos acerca da conectividade ecológica (viés da hidrodinâmica) nos sistemas rio-planície de inundação, como forma de dar suporte conceitual às aplicações de elementos de conectividade hidrodinâmica na formação de habitats ecológicos nestes sistemas.

Para o estudo dos temas propostos, quer sejam as interfaces da geomorfologia e ecologia fluvial com as aplicações do conceito de conectividade, os temas foram avaliados a partir de revisão da literatura global em uma primeira aproximação. Foram extraídos os principais artigos sobre os conceitos de conectividade hidrológica e sedimentológica em bacias de drenagem como os temas centrais dos processos geomorfológicos e morfodinâmicos nos sistemas aluviais assim como os principais artigos acerca do conceito de conectividade ecológica para sistemas fluviais presentes nas bibliotecas da FCT/UNESP, UEM (NUPELIA), Universidade de Liverpool e também nas principais bases de busca, como Google Acadêmico, Scopus, Research Gate, Science Direct. Os artigos selecionados foram tratados no texto na forma de apresentação textual e em quadros demonstrativos para posteriores comentários e considerações sobre a aplicação dos mesmos.

## SUMÁRIO

<b>PREFÁCIO</b> .....	<b>9</b>
<b>1 BACIA DE DRENAGEM E CANAL FLUVIAL – GEOMORFOLOGIA E CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA</b> .....	<b>11</b>
1.1 INTRODUÇÃO.....	11
1.2 A “CONECTIVIDADE” COMO UM CONCEITO INTERDISCIPLINAR.....	14
1.3 O PROCESSO GEOMÓRFICO E A CONECTIVIDADE.....	18
1.4 A CONCEITUAÇÃO PARA A “CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA”.....	21
1.5 A CONECTIVIDADE SEDIMENTOLÓGICA (E GEOMÓRFICA).....	24
<b>2 A DIMENSÃO RIO – SISTEMA ALUVIAL: A MORFOLOGIA DO RIO E SUA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO</b> .....	<b>29</b>
2.1 INTRODUÇÃO.....	29
2.2 O PERFIL LONGITUDINAL DOS RIOS E A GEOMETRIA HIDRÁULICA.....	30
2.3 O CONTINUUM FLUVIAL E A MORFOLOGIA DO RIO.....	35
2.4 MORFOGÊNESE DAS PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO ASSOCIADA AOS PADRÕES DE CANAL CORRELATOS.....	40
<b>3 CONECTIVIDADE ECOLÓGICA EM SISTEMAS FLUVIAIS: O ENTENDIMENTO DA HIDRODINÂMICA, MORFODINÂMICA E A FORMAÇÃO DE HABITATS</b> .....	<b>50</b>
3.1 INTRODUÇÃO.....	50
3.2 AS DIMENSÕES DA CONECTIVIDADE ECOLÓGICA: CONDICIONANTES GEOMORFOLÓGICAS, HIDROLÓGICAS HIDRODINÂMICAS E ENTENDIMENTO ECOLÓGICO..	51
3.2.1 A Dimensão Longitudinal.....	52
3.2.2 A Dimensão Lateral.....	55
3.2.3 A Dimensão Vertical.....	65
3.2.4 A Dimensão Temporal de Conectividade.....	69

**4 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....70**

**REFERÊNCIAS.....74**

# PREFÁCIO

---

## CONECTIVIDADE

Em tempos da Inteligência Artificial-IA, ficam muito ampliadas as concepções e as conexões. A vida é feita de retalhos que se articulam entre si. Cada retalho completo é construído no tempo e no espaço. Cada um desses retalhos se compõem de resultados de conexões devidamente articuladas entre si.

Em Geografia quando abordamos as realidades, há que se considerar o histórico nas suas construções com suas funções na criação e desenvolvimento do presente e do futuro. Ou seja, há que se reconhecer a importância e a conexão do tempo atual com o passado e com o futuro.

Quando um pesquisador escolhe a bacia Hidrográfica para sua abordagem, precisará reconhecer a importância e as inter-relações dos Sistemas Fluviais com a Geomorfologia, daí, a conexão com a Geologia (morfoestruturas), com as condições climáticas (morfoclimáticas), bem como, com os demais componentes da paisagem. Não há como descartar componentes físicos (matéria e energia), históricos, culturais com seus efeitos didáticos e científicos na tratativa dos Sistemas Fluviais da bacia de drenagem e suas interconectividades com a Geomorfologia, enfocando a Hidrodinâmica de tais sistemas.

As funções genéticas dos usos e ocupação dos solos nas bacias hidrográficas são conhecidamente articuladas com as culturas e os modos de produção das sociedades que ali habitam. Os Cerrados Brasileiros, por exemplo, sob a produção do agronegócio, geram efeitos quase sempre, devastadores comparativamente com as culturas tradicionais, compostas por animais originários e populações nativas, quilombolas em suas relações na reprodução dos modos de viver, por exemplo, na produção familiar agrícola. Ou seja, fica explícito o papel central ocupado pelo modo de produção na forma de conceber as paisagens. Há interconectividade na produção dos relevos, com o modo de produção adotado naquele território. Daí, não é possível dissociar os modos de produção geradores de seus resultados. Por consequência, não há como ignorar a dialética nas formações territoriais. Há uma associação intrínseca entre dialética e paisagens. Significa dizer que as interconectividades estão vinculadas a processos com abordagem dialética. Assim é que os levantamentos de cada componente dos sistemas podem ser descritos, mas para conhecimento de suas gênese e transformações há necessidade de serem interpretados com

base, intrinsecamente em suas articulações dentro de si, bem como, com os demais componentes do sistema.

É verdade que a interconectividade nas abordagens sistêmicas, geralmente, é tratada de maneira linear, descritiva. Contudo, tais tratativas são “simplistas”, não chegando ao âmago genético dos seus processos. Daí a necessidade de aprofundamento das análises.

Assim é eu nesta obra o Professor Paulo Cesar Rocha apresenta o entendimento do Ecossistema Fluvial em suas composições considerando as conectividades das Bacias de Drenagem com os Sistemas Fluviais, com a Geomorfologia e com a Hidrodinâmica. Trata-se de abordagem que reconhece a dialética nas inter-relações dos componentes das paisagens geradoras dos Ecossistemas Fluviais. É mais um passo importante na direção das abordagens, dentro de uma concepção do materialismo histórico. Assim é que a Geografia tida como Geografia Física demonstra sua importância na interação e no conhecimento da integralidade dos conhecimentos das paisagens, reconhecendo suas conectividades.

#### **Claudio Antonio Di Mauro**

Claudio Antonio Di Mauro possui graduação em Geografia: Licenciatura pela Faculdade Auxilium de Filosofia Ciências e Letras de Lins (1971), graduação em Geografia: Bacharel pela Faculdade Auxilium de Filosofia Ciências e Letras de Lins (1971), mestrado em Geociências (Geomorfologia) pela Universidade de São Paulo (1981) e doutorado em Geografia (Geografia Física) pela Universidade de São Paulo (1989). Atualmente é docente do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, diretor do instituto de geografia da ufu do Instituto de Geografia da UFU, docente em regime dedicação exclusiva do Instituto de Geografia / UFU, dedicação exclusiva do Instituto de Geografia / UFU, membro titular do comitê - Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Paranaíba, docente visitante da Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho Campus de Presidente, docente adjunto nível iii da Universidade Federal de Uberlândia e diretor do instituto de geografia da ufu da Universidade Federal de Uberlândia. Tem experiência na área de Ciências Ambientais, com ênfase em Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos, atuando principalmente nos seguintes temas: bacia hidrografica, planejamento e gestão de recursos hídricos, políticas públicas, gestão de recursos hídricos e água.

# 1 BACIA DE DRENAGEM E CANAL FLUVIAL - GEOMORFOLOGIA E CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA

---

## RESUMO

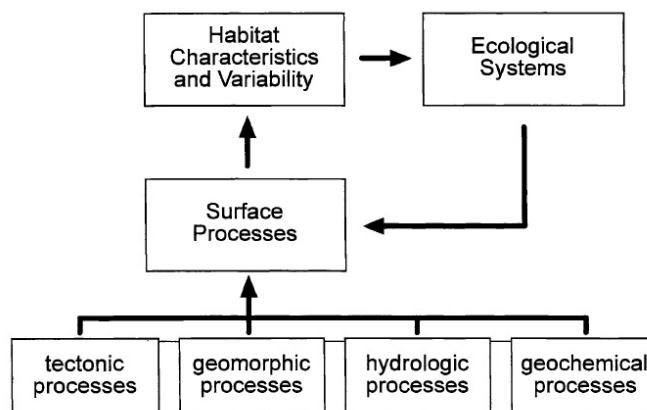
Este texto apresenta breve revisão de conteúdos acerca dos conceitos de conectividade utilizados em geomorfologia, hidrologia e sedimentologia, utilizando o recorte espacial da Bacia de Drenagem e dos Canais Fluviais. Tem como objetivos avaliar o estado da arte sobre as aplicações ambientais em geomorfologia e em especial aplicações sobre o conceito de conectividade nos estudos ambientais em bacias de drenagem e canais fluviais. Para tanto, foram avaliados os artigos disponíveis livremente nos sistemas de busca virtual. como os temas centrais dos processos geomorfológicos assim como os principais artigos acerca do conceito de conectividade ecológica para sistemas fluviais. Os artigos selecionados foram tratados no texto na forma de apresentação textual e em quadros demonstrativos para posteriores comentários e considerações sobre a aplicação dos mesmos. Os resultados apontam que o uso dos conceitos de conectividade na geomorfologia e estudos ambientais, hidrológicos e sedimentológicos tem sido amplamente utilizados e que ainda existem algumas lacunas na exploração de alguns tópicos mais específicos, como sob fluxos torrenciais. Contudo, importante salientar que os autores sugerem atenção na identificação da estrutura e função de variáveis sinais de conectividade. Importante também é frisar que segundo os autores, o uso da conectividade nos sistemas ambientais pode ser facilmente ampliado dado que ele pode ser aplicado em independentemente da escala espacial de análise. O conceito de acoplamento bacia de drenagem – canal fluvial é também utilizado nos trabalhos em geomorfologia, hidrologia e sedimentologia. Muitos autores, em especial no campo da hidrologia e sedimentologia (engenharia) tem abordado a conectividade a partir da elaboração de algoritmos específicos entre os elementos de conectividade. Contudo, alguns elementos de conectividade podem ser suficientes para o entendimento processual, seja na dimensão longitudinal, vertical ou lateral, o que permite descomplicar a utilização de correlações estatísticas ou algoritmos a serem usados como modelos.

**Palavras-Chave:** Bacia de Drenagem. Conectividade. Morfologia. Hidrologia. Sedimentologia.

## 1.1 INTRODUÇÃO

A geomorfologia abrange uma ampla gama de processos e formas de relevo que influenciam a dinâmica da paisagem. Estes processos, juntamente com suas interações com a tectônica, hidrologia, e processos geoquímicos, criam habitats e estruturam sua distribuição espacial e dinâmica temporal. Por sua vez, as características dos habitats influenciam a ecologia dos sistemas, que por sua vez, influencia o sistema geomorfológico (MONTGOMERY, 2001) (Figura 1).

Figura 1. Ilustração esquemática do papel dos processos de superfície na formação das características do habitat e à variabilidade e potencial dos sistemas ecológicos para influenciar processos de superfície.



Fonte: Montgomery (2001).

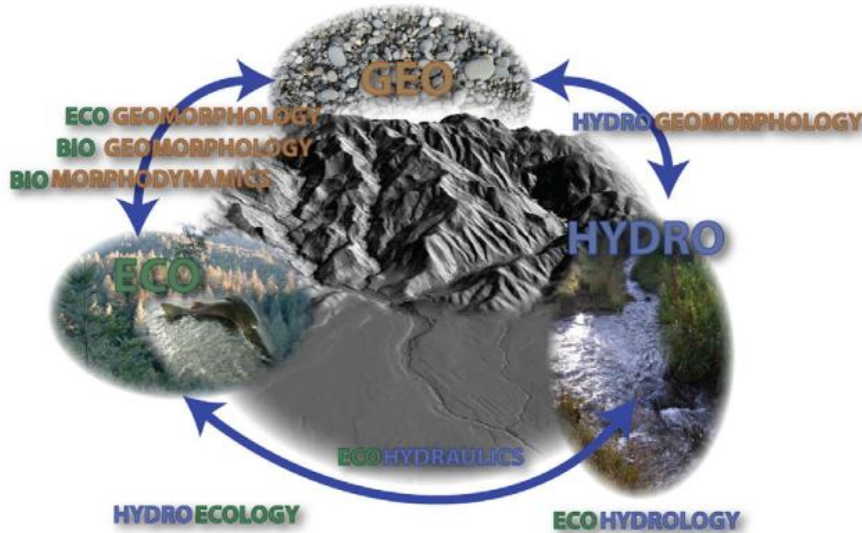
Devido a estas fundamentais interconexões, o campo da ecologia inclui amplamente o estudo de organismos e suas interações e com seu ambiente. Nas últimas décadas, ecologistas têm vindo a reconhecer cada vez mais a importância do modelo geomórfico que pode estruturar processos ecológicos, características do habitat, e suas interações dinâmicas. Os efeitos da dinâmica da paisagem sobre os ecossistemas fornecem uma ampla perspectiva espacial e temporal para a concepção de amostragem de solo, vegetação e em ecossistemas aquáticos e de interpretação de dinâmica de processos da comunidade e dos ecossistemas na paisagem (SWANSON et al., 1988).

Sistemas geomórficos são conhecidos por apresentarem respostas não lineares dos feedbacks físico-biológicos. Nesta perspectiva, muitos estudos foram realizados visando a integração entre geomorfologia e ecologia desde o século XIX e com maior ênfase a partir de meados do século XX. Contudo, termos como ecogeomorfologia e biogeomorfologia só se tornaram mais usuais a partir de 1990. Apesar de parecerem sinônimos por interfacearem as áreas da hidrologia, geomorfologia e biologia/ecologia, os termos têm uma ligeira diferença no interesse da pesquisa, conforme descreveu Wheaton et al. (2011) (Figura 2).

Ao contrário de algumas outras combinações eco-geo-hidro-lógicas apresentadas na figura 2, a raiz eco ou bio é um adjetivo modificador do termo Geomorfologia. O termo Ecogeomorfologia é comumente usado para descrever os estudos que se concentram mais na ampliação e modulação dos processos de erosão e deposição. Ambos são fundamentalmente preocupados com as influências bidirecionais da biota e paisagem, um sobre o outro. A Biogeomorfologia se preocupa tanto com a influência do relevo sobre a

distribuição e desenvolvimento de plantas, animais e micro-organismos; bem como a influência dessas em processos de superfície da terra e nos relevos modelados por esses processos (VILES, 1988 em WHEATON et al., 2011).

Figura 2. As variações 'Eco-Geo-Hydro'. Cientistas interdisciplinares na interface das ciências físicas e biológicas têm se esforçado nestas disciplinas. As sete combinações de geo, hidro e eco raízes representam termos inventados espalhados por toda a literatura, que representam diferentes sub-disciplinas.



Fonte: Wheaton et al. (2011).

A despeito da utilização de terminologias específicas, é importante lembrar que variadas interações entre processos geomórficos, formas de relevo e biota ocorrem em várias escalas temporais e espaciais. Em uma escala de espaço detalhada, por exemplo, partes de plantas individuais podem retardar a erosão do solo ou podem ser danificados pela movimentação de terra. Em uma escala muito maior, a distribuição geográfica e altura do relevo em geral podem controlar distribuições de plantas e animais por meio de influências sobre gradientes ambientais de temperatura e umidade e em corredores de migração durante uma mudança ambiental. Assim, torna-se importante o entendimento das interações entre geomorfologia, ecossistemas e paisagens em diferentes escalas espaciais para uma melhor compreensão da ecologia da paisagem e da estrutura e função do ecossistema (RISSER et al. 1984 em SWANSON et al., 1988).

Uma importante ferramenta conceitual que surge recentemente para auxiliar as pesquisas transversais no campo da geomorfologia, hidrologia e ecologia/biologia é o uso dos conceitos de *conectividade*.

O conceito de conectividade está sendo cada vez mais usado com base nos processos de dinâmica sedimentar e através de pesquisa quantitativa (BRACKEN & CROKE, 2007;

FRYIRS et al, 2007; LEXARTZA-ARTZA e WAINWRIGHT, 2011; WAINWRIGHT et al, 2011; HECKMANN & SCHWANGHART, 2013). Bracken & Croke (2007) identificam três principais tipos de conectividade enfatizando o meio físico: (i) a conectividade da paisagem (ou do modelado/geomórfica), relativa à ligação física das formas de relevo; (ii) a conectividade hidrológica, referindo-se a passagem de água através da bacia de drenagem; (iii) a conectividade sedimentológica, relativa à transferência de sedimentos através de uma bacia. Pode-se acrescentar ainda o aspecto biótico, e a conectividade ecológica a esta tipologia.

Fryirs (2013) descreve a conectividade em sistemas geomórficos como a transferência de sedimentos entre dois compartimentos da bacia de drenagem através da água. As diferentes partes do relevo da bacia formam uma cascata no fluxo de sedimentos entre as diferentes partes da bacia, que podem funcionar como armazenamento sedimento ou como área fonte ou sumidouros e ao qual sedimentos é adicionado ou removido em diferentes escalas temporais. Neste caso então, o conceito de des-conectividade pode então ser descrito como o grau em que o contínuo transporte de sedimentos é interrompido ou limitado funcionando e é usado para entender os (des) caminhos de ligação de transporte de sedimentos (BAARTMAN et al., 2013). Este texto tem como objetivos apresentar em primeira aproximação, o estado da arte sobre as aplicações ambientais em geomorfologia e em especial aplicações sobre o conceito de conectividade nos estudos ambientais em bacias de drenagem e canais fluviais.

## 1.2 A “CONECTIVIDADE” COMO UM CONCEITO INTERDISCIPLINAR

As abordagens tradicionais de sistemas ambientais têm sido fortemente condicionadas por quadros disciplinares separados dentro da ecologia, hidrologia e geomorfologia. Dentro dessas disciplinas, uma quantidade significativa de atenção tem sido dada a idéias diferentes de conectividade (COM & CRIST, 1995; OCIDENTAL et al, 2001; LANE, et al, 2004 em. BRACKEN E CROKE, 2007) que se pode utilizar na geografia física e geomorfologia.

Da mesma forma, o conceito de conectividade tem sido utilizado para diferentes abordagens, dentro e entre as disciplinas de geomorfologia, hidrologia e ecologia (TURNBULL et al, 2008; WAINWRIGHT et al, 2011; FRYIRS, 2013). Wainwright et al. (2011) fornecem um quadro contextual mais amplo para pesquisa interdisciplinar em que a conectividade estrutural e funcional são propostos como termos universais.

Conectividade estrutural descreve a medida em que unidades de paisagem são contíguas ou fisicamente ligadas, em múltiplas escalas espaciais e temporais. A conectividade funcional representa a maneira pela qual as múltiplas características estruturais do sistema afetam processos geomórficos, ecológicos e hidrológicos (WESTER et al., 2014).

Assim, o termo *conectividade estrutural* descreve unidades de paisagem (em múltiplas escalas espaciais), sua extensão e continuidade, e arranjo físico espacial entre as unidades (COM et al., 1997; TISCHENDORF & FAHRIG, 2000 em TURNBULL et al, 2008). A idéia de *conectividade funcional* foi desenvolvida para explicar a maneira com que as interações entre as unidades estruturais do sistema em questão afetam os processos geomorfológicos, hidrológicos e ecológicos (KIMBERLY et al, 1997;. COM e KING, 1997; COM et al. , 1997; BELISLE, 2005;. UEZU et al, 2005; em TURNBULL et al., 2008).

Wainwright et al. (2011) destaca que ocorrem problemas de definição em função da falta de atenção aos sistemas de conectividade e, portanto, a interpretação dos sistemas. Segundo este autor, a abordagem da conectividade estrutural tem se concentrado em representações estáticas do estado do ambiente e, assim, deixa de captar a resposta dinâmica do sistema. Na abordagem da conectividade funcional, em geral, falta a percepção de que este tipo de conectividade é específico de processos e é, portanto, difícil de generalizar a partir de uma disciplina para outra, e de fato, em alguns casos, até mesmo dentro da mesma estrutura disciplinar. Considera também que a não observância das condições de contorno no estudo da conectividade entre sistemas pode causar interpretações erradas e graves do funcionamento do sistema, e aponta para uma abordagem mais holística para a conectividade, a partir da integração de abordagens estrutural, funcional e de sistemas como sendo fundamental para uma melhor compreensão das condições ambientais dos sistemas eco-geomórficos. O quadro 1 apresenta uma parcela de trabalhos focando a integração de aspectos hidrológicos, geomorfológicos e ecológicos no estudo da conectividade, direta ou indiretamente.

Quadro 1. Temáticas desenvolvidas no âmbito conceitual e na aplicação dos conceitos de conectividade.

Tipo de conectividade ou interação conceitual	temática / dimensão da conectividade	Autor(es)
Hidrológica; geomorfológica	Biodiversidade; dinâmica fluvial / lateral	Amoros & Bornette (2002)
Geomorfológica / sedimentológica	Longitudinal / bacia de drenagem	Baartman et al. (2013)
Sedimentológica / geomorfológica	Longitudinal / bacia de drenagem	Borselli et al. (2008)
Geomorfológica; lençol subterrâneo	Distribuição e abundância de trutas / longitudinal e vertical	Baxter & Hauer (2000)
Geomorfológica; bacia de drenagem	Fluxos biofísicos / longitudinal	Brierley et al. (2006)
Hidrológica; bacia de drenagem	Ecologia e hidrologia / vertical e longitudinal	Brunke & Gonser (1997)
Geomorfológica / hidrológica	Bacia de drenagem / longitudinal	Xingyuan et al. (2023)
Sedimentológica / hidrológica	Longitudinal / bacia de drenagem	Croke et al. (2005)
Sedimentológica / hidrológica	Bacia de Drenagem	Zanandrea et al. (2020)
Sedimentológica / hidrológica	Longitudinal / bacia de drenagem	Andreazzini et al. (2021)
Sedimentológica / geomorfológica	Bacia de Drenagem / impactos do usos da terra	Poppl et al. (2020)
Hidrológica; geomorfológica	Lateral / Inundação e vegetação	Fragal et al. (2012)
Geomorfológica / hidrológica	Interações rio/planície de inundação / lateral	Kubisiak et al. (1997)
Geomorfológica / sedimentológica	Fluxos vertente-canal e no canal / lateral e longitudinal	Harvey (2002)
Hidrológica / ecológica	Lateral / ecossistema de água doce	Shen & Liu (2021)
Hidrológica; geomorfológica	Hidrologia de vertentes; experimental / longitudinal	Hopp & McDonnell (2009)
Hidrológica; geomorfológica	Dinâmica fluvial; restauração / lateral	Jacobson et al. (2011)
Hidrológica	Longitudinal / canal e bacia de drenagem	Jaeger & Olden (2012)
Hidrológica / ecológica	Longitudinal / bacia de drenagem	King et al. (2023)
Hidrológica / sedimentológica / orgânica	Bacia de Drenagem / Longitudinal	Wohl et al. (2017)
Hidrológica / ecológica	Rede de Drenagem / Ecologia	Solá et al. (2011)
Hidrológica / Ecológica	Bacia de Drenagem / longitudinal / lateral	Liu et al. (2022)
Sedimentológica/geomorfológica	Fluxos vertente-canal e no canal / lateral e longitudinal	Jain & Tandon (2010)
Sedimentológica / geomorfológica	Longitudinal / bacia de drenagem / uso da terra	Couthard & Wiel (2017)
Hidrológica / geomorfológica	Bacia de drenagem	Jencso & McGlynn (2011)
Hidrológica / geomorfológica	Bacia de drenagem	Lane et al. (2009)
Sedimentológica	Pequenas Bacias de drenagem	Andreazini et al. (2021)
Hidrológica / ecológica	Lateral / Inundação e vegetação	Opperman et al. (2010)
Geomorfológica/ hidrológica	Lateral / Inundação	Poole et al. (2002)
Geomórfica	Longitudinal / Bacia de drenagem	Scown & Thoms (2023)
Geomórfica / antrópica	Bacia de Drenagem / longitudinal	Poepl et al. (2019)
Hidrológica / sedimentológica	Bacia de drenagem / vertentes	Reid et al. (2009)
Hidrológica / ecológica	Lateral / Inundação	Tockner et al (1999)
Hidrológica / ecológica	Lateral / Inundação	Tockner et al (2000)
Hidrológica / ecológica	Lateral / Inundação	Tockner et al (2010)
Hidrológica / ecológica	Longitudinal / lateral	Mahlun et al. (2014)

Hidrológica / ecológica	Longitudinal / lateral / áreas úmidas	Wu et al. (2023)
Hidrológica / ecológica	Longitudinal / rede de drenagem	Wohl (2017)
Geomórfica	Bacia de Drenagem / longitudinal	Wohl et al. (2019)
Hidrológica/geomorfológica/ecológica	Bacia de drenagem / canal (estrutural e funcional)	Wainwright et al. (2011)
Hidrológica / ecológica	Lateral / Inundação (ecotónos)	Ward et al. (1999)
Hidrológica / ecológica	Longitudinal (des-conectividade)	Ward & Stanford (1995)
Hidrológica/geomorfológica/ecológica	Longitudinal/lateral/vertical/temporal (4 dim.)	Ward (1989)
Hidrológica/geomorfológica/ecológica	Ecogeomorfologia (bacia de drenagem / paisagem)	Wheaton et al. (2011)
Hidrológica/geomorfológica/ecológica	Lateral / Inundação	Wolfshaar et al. (2011)
Hidrológica	Vertical / longitudinal (quantidade e qualidade)	Banks et al. (2011)
Hidrológica / ecológica	Lateral / Inundação	Burgess et al. (2012)
Hidrológica / ecológica	Longitudinal / lateral	Hitt & Angermeier (2008)
Hidrológica/geomorfológica/ecológica	Lateral / Inundação	Hohensiner et al. (2014)
Hidrológica/geomorfológica/ecológica	Lateral / Inundação	Rocha 2011
Hidrológica/geomorfológica	Lateral / Inundação	Hudson et al. (2013)
Hidrológica/geomorfológica	Lateral (restauração)	Jacobson et al. (2011)
Hidrológica/geomorfológica	Longitudinal/lateral/vertical / bacia de drenagem	Lexartza-Artza & Wainwright (2009)
Hidrológica / ecológica	Lateral / Inundação / vegetação	Leyer (2006)
Hidrológica/geomorfológica	Longitudinal/lateral/vertical / bacia de drenagem/ vegetação	Looy et al. (2014)
Hidrológica/geomorfológica/ecológica	Hidrogeomorfologia / ecologia / lateral/longitudinal	Nestler et al. (2012)
Hidrológica/geomorfológica/ecológica	Longitudinal/lateral / bacia de drenagem / paisagem	Pringle (2003)
Hidrológica / ecológica	Lateral / Inundação / vegetação aquática	Rooney et al. (2013)
Hidrológica / ecológica	Lateral / Inundação / biodiversidade	Thomaz et al. (2007)
Hidrológica/geomorfológica/ecológica	Eco-hidro-morfologia	Vaughan et al. (2009)
Hidrológica/geomorfológica/sedimentológica	Bacia de drenagem / vertentes	Wester et al (2014)

### 1.3 O PROCESSO GEOMÓRFICO E A CONECTIVIDADE

A conectividade descreve a eficiência da transferência de material entre componentes do sistema geomórfico, como encostas e rios ou segmentos longitudinais dentro de uma rede fluvial. As representações de sistemas geomórficos como redes devem reconhecer que os compartimentos, links e nós, exibem conectividade em diferentes escalas. Os fundamentos históricos da conectividade em geomorfologia envolvem a gestão de sistemas geomórficos e observações que ligam os processos de superfície à dinâmica do relevo. Atualmente, o trabalho em conectividade geomórfica enfatiza a conectividade hidrológica, sedimentar ou paisagística. Assinaturas de conectividade podem ser detectadas usando diversos indicadores que variam de processos contemporâneos a registros estratigráficos ou uma métrica espacial como produção de sedimentos que abrange processos geomórficos operando em diversas escalas de tempo e espaço (Wohl et al., 2019).

As preocupações geográficas com as relações espaciais estão no cerne das aplicações geomórficas na gestão ambiental. A forma como os compartimentos da paisagem se encaixam em uma bacia de drenagem influencia a operação dos fluxos biofísicos e, portanto, a forma como as respostas à perturbações são mediadas ao longo do tempo. Essas relações refletem a conectividade da paisagem. Uma estrutura hierárquica aninhada que enfatiza diferentes formas de (des)conectividade são propostas nas bacias de drenagem. Esta ferramenta geomórfica baseada em campo pode ser usada para fundamentar a aplicação de técnicas de modelagem na análise de escala de captação fluxos biofísicos (Brierley et al., 2006).

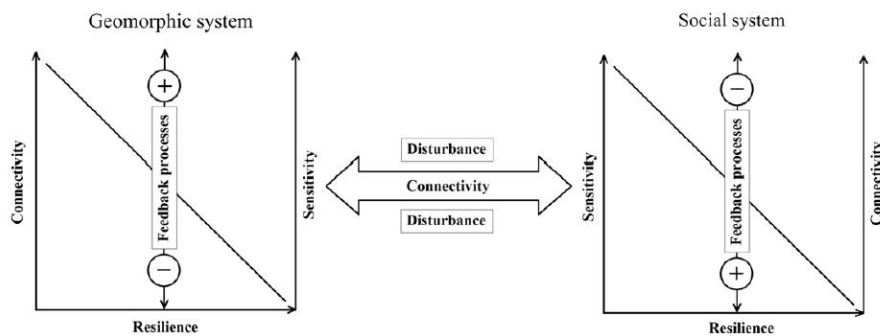
As respostas dos rios às perturbações variam em posições diferentes nas bacias de drenagem, refletindo a natureza dos depósitos de sedimentos nos fundos dos vales. De forma similar, a conectividade encosta-canal tende a se tornar menos pronunciado a jusante (por exemplo, LANE & RICHARDS 1997 em BRIERLEY et al., 2006). Essas relações variam acentuadamente em diferentes sistemas ambientais. Por exemplo, a desconexão da paisagem pode ser pronunciada em cenários de baixo relevo que caracterizam grande parte da paisagem australiana, acentuando a relativo separação dos processos de encosta e fundo de vale. As noções de desconexão da paisagem podem parcialmente explicar a diferença pronunciada na resposta de perturbação em diferentes zonas do canal após remoção humana de vegetação ribeirinha, em relação à impressão insignificante da paisagem associada a mudanças no uso da terra em encostas proposto por Butzer e Helgren (2005

em BRIERLEY et al., 2006) na mesma região (LANE & RICHARDS 1997, FRYIRS & BRIERLEY 1999, GALE & HAWORTH 2005, BRIERLEY et al., 2005, BUTZER & HELGREN, 2005 EM BRIERLEY et al., 2006).

Em termos de aplicação, uma série de estudos sobre métodos para a análise da conectividade geomórfica foram observados em revisão de literatura por Wohl et al., (2019) é apresentado no quadro 2.

POEPPL et al. (2017) apresentam um estudo acerca do uso do conceito de conectividade para compreender as mudanças geomórficas em sistemas fluviais impactados pelo homem. Segundo os autores, a resposta geomórfica dos sistemas fluviais à perturbação humana é demonstrada como determinada por características específicas do sistema - condições de contorno (incluindo histórico do sistema, efeitos legados relacionados e tempos de atraso), dinâmica da vegetação e relações funcionais induzidas pelo homem (isto é, mecanismos de feedback) entre as diferentes dimensões espaciais de conectividade. No estudo, demonstram como as mudanças nos sistemas sociais podem desencadear uma resposta de processo em ciclo de feedback entre sistemas sociais e geomórficos que governam ainda mais a trajetória da mudança da paisagem em sistemas acoplados humano-geomórficos (figura 3).

Figura 3. Modelo conceitual sobre as relações entre conectividade, sensibilidade e resiliência em sistemas sociais e geomórficos governados por autorregulação intrínseca ao sistema e associados a processos de feedback positivo e negativo, além de estarem conectadas por meio de perturbações humanas e geomórficas.



Fonte: POEPPL et al. (2017).

Quadro 2. Exemplos de métodos usados para identificação de assinaturas da conectividade geomórfica em sistemas ambientais.

Description	Sample references
Measured fluxes	
Used 40 years of erosion-pin data, along with sediment trap data and sequential aerial photos and floodplain surveys to measure and infer sediment fluxes from hillslopes to pediments, floodplains, and channels	Godfrey <i>et al.</i> , 2008
Measured precipitation, riparian water table, and stream flow and used these data as input to model hydrological connectivity	Jencso <i>et al.</i> , 2009
Used arrays of electrical resistance sensors to quantify longitudinal connectivity of flow through time in drylands rivers	Jaeger and Olden, 2012
Used piezometers and subsurface samplers to measure vertical hydraulic gradients and specific discharge as indices of vertical hydrological connectivity between a channel and hyporheic zone	Wainwright <i>et al.</i> , 2011
Inferred fluxes	
Catchment-scale sediment flow diagrams that identify spatial variability in patterns of sediment inputs, outputs, and storage based on direct measurements or, more commonly, spatial configuration of landscape units and relative volumes of stored sediment	Trimble, 1983; Fryirs <i>et al.</i> , 2007
Visual or morphologic assessments of characteristics (size, spatial distribution, function) of landscape units in relation to facilitating or retarding sediment connectivity	Brierley <i>et al.</i> , 2006
Modeled the delivery of landslide-generated sediment to channel networks; sediment generation from hillslopes and channel banks and its delivery to the channel network modeled using a modified form of SHALSTAB coupled to a network index version of TOPMODEL	Reid <i>et al.</i> , 2007
Because alkalinity of stream waters reflects relative influence of groundwater and unsaturated zone runoff, used alkalinity as index of hydrologic connectivity at catchment scale	Tetzlaff <i>et al.</i> , 2007
Used 1D hydrological modeling to infer hydrological connectivity among lakes and channels in the Danube River delta	Coops <i>et al.</i> , 2008
Used <i>in situ</i> water level and MODIS satellite data to relate mainstem river level fluctuations to delta inundation on Canada's Peace-Athabasca delta; temporal covariance between the two datasets allows inference of hydrologic connectivity processes, as well as inundation extent	Pavelsky and Smith, 2008
Used diatom sedimentary assemblages to discriminate between three categories of delta lakes with differing types of hydrological connectivity to the Slave River of Canada	Sokal <i>et al.</i> , 2008
Simulated runoff and sediment dynamics at the catchment scale with a dynamic landscape evolution model that can simulate erosion and sedimentation based on a limited number of input parameters	Lesschen <i>et al.</i> , 2009
Assessed hydrologic connectivity of the Mackenzie River and lakes on its delta from duration of 'connection time' based on elevation of sill height for a lake and daily river water levels from stream gage records	Tank <i>et al.</i> , 2009
Visual evaluation of location of sediment sources, degree of coupling to stream network, channel morphology, and magnitude of erosion and deposition following a rainstorm	Cavalli <i>et al.</i> , 2013
Used 2D simulation and river corridor topography to numerically model flood inundation extent for varying discharges and from this inferred lateral connectivity between channel and floodplain	Croke <i>et al.</i> , 2013
Field observations of surface-flow connectivity combined with topography of river corridor to infer relative degrees of hydrological connectivity among active channel and abandoned channel water bodies on the floodplain	Phillips, 2013
Numerically simulated coarse sediment transport via diverse geomorphic processes (rockfall, debris flows, slope wash, fluvial transport) and used these data in graph-based network analysis	Heckmann and Schwanghart, 2013
Data from ground surveys used with digital terrain model differencing techniques and morphological sediment budgets to infer sediment connectivity	Wester <i>et al.</i> , 2014
Measured rates of channel migration from sequential aerial photos used to identify locations of enhanced geomorphic change, which is inferred to reflect spatial variation in sand transport	Czuba and Foufoula-Georgiou, 2015
Used archival digital photogrammetry to reconstruct history of topographic change and inferred sediment fluxes in a catchment	Micheletti <i>et al.</i> , 2015
Represented sediment transport from each source in a watershed as a suite of individual cascading processes that are incorporated into an integrated modeling framework of sediment cascades that is used to infer patterns of connectivity and locations of disconnectivity	Schmitt <i>et al.</i> , 2016

Fonte: WOHL *et al.*, (2019).

Os autores advertem em relação a necessidade (i) de incluir e conceituar sistematicamente o papel dos diferentes tipos de agentes humanos que alteram as relações de conectividade em sistemas geomórficos e (ii) integrar noções de interações homem-ambiente com conceitos de conectividade em geomorfologia para explicar melhor as causas e trajetórias das mudanças nos processos e na paisagem natural.

#### 1.4 A CONCEITUAÇÃO PARA A “CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA”

Uma ampla revisão sobre o uso do conceito de conectividade foi elaborada por Bracken e Croke (2007). Eles mencionam duas questões importantes: a lacuna de conhecimento sobre a relação entre as propriedades de uma chuva torrencial e efeitos na conectividade hidrológica e a necessidade de uma variável quantitativa que pode ser medida no campo. Alguns estudos estão disponíveis considerando a conectividade hidrológica na escala da bacia de drenagem e com a quantificação no campo das vias de escoamento superficial.

A conectividade hidrológica tem sido também utilizada para o entendimento da conectividade ecológica. Segundo Tockner et al. (1999), a força motriz dos processos de troca laterais de matéria e energia é a conectividade hidrológica, tanto via fluxo de superfície (o conceito de pulso de inundação de JUNK et al., 1989 e pulso hidrossedimentológico de NEIFF, 1990) quanto através de vias subterrâneas (STANFORD & WARD, 1993; WARD et al., 1999). A diversidade de habitats é diretamente decorrente da dinâmica fluvial e é aumentada através de uma combinação de diferentes tipos de conectividade hidrológica. Três tipos de conectividade hidrológica podem ser distinguidas de acordo com a origem da água: (1) as águas dos canais fluviais (ligações permanentes em ambas as extremidades, permanente conexão somente a jusante, e conexão temporária ocorrendo apenas durante as fases altas do rio e inundações); (2) As águas subterrâneas dos canais fluviais infiltração (infiltração dentro do aquífero aluvial); e (3) das águas subterrâneas dos aquíferos das vertentes do relevo. Conforme estes tipos, resulta a heterogeneidade espacial dos corpos d'água, quatro grandes componentes habitat influenciam diretamente os padrões de biodiversidade entre e dentro das massas de água de várzea: temperatura da água, sólidos em suspensão / turbidez, conteúdo de nutrientes e composição dos substratos (AMOROS & BORNETTE, 2002).

Borselli et al (2008) abordaram a conectividade hidrológica como ação conjunta com a conectividade de sedimentos nas vertentes. Segundo estes autores, a conectividade hidrológica é um termo frequentemente usado para descrever as ligações internas entre escoamento superficial e fontes de sedimento das partes superiores das bacias de drenagem e sua correspondente dissipação (CROKE et al., 2005). Estes autores identificam dois tipos de conectividade: conectividade direta, através de novos canais ou ravinas, e conectividade difusa, aquela em que o escoamento superficial atinge a rede de canais por meio das vias de fluxo superficial. Naturalmente, a conectividade varia tanto no espaço como no tempo.

Aspectos espaciais dizem respeito a fisiografia da bacia. Investigações recentes por Hooke (2003) mostraram que a produção de sedimentos, transporte e chegada aos canais de rios a jusante não são apenas dependentes da fisiografia geral da bacia de drenagem, mas também da organização espacial e da conectividade interna entre as várias unidades fisiográficas. O impacto de um determinado tipo de impedimento sobre o fluxo da água e sedimentos depende do tamanho do sedimento e sua posição na bacia de drenagem (FRYIRS et al., 2007a). A conectividade geral do fluxo de uma dada bacia de drenagem muda conforme os processos e morfologias que ocorrem dentro dela. Em particular, conforme maior o tamanho da bacia de drenagem, as planícies aluviais substituem o papel das vertentes como fonte direta de sedimentos para os canais.

O conceito de conectividade hidrológica, segundo Lesschen et al. (2009), está se tornando cada vez mais aplicado no campo da hidrologia e geomorfologia (HOOKE, 2006; BRACKEN & CROKE, 2007). A conectividade Hidrológica pode ser definida como a ligação física da água e do sedimento através do sistema fluvial (HOOKE, 2003). Esta definição é independente de escala, o que torna o conceito de conectividade hidrológica muito útil. Uma vez considerando que a conectividade hidrológica descreve a ligação do escoamento das águas e sedimentos, ela finalmente determina se o escoamento superficial e de sedimentos se tornarão conectados em escalas mais amplas. A identificação das áreas que funcionam como um escoadouro, portanto, é crucial para modelar o escoamento e erosão na escala de bacia. Por outro lado, a conectividade do escoamento superficial e sedimento nem sempre caminham ligadas. Substratos resistentes, como calcário, e também crostas do solo podem levar a taxas de escoamento mais elevadas, porém com taxas de erosão menores (BELNAP, 2006 em LESSCHEN et al., 2009).

Quando o escoamento torna-se concentrado vertente abaixo, pode levar à formação de ravinas e voçorocas e estas por sua vez são ligações eficazes para a transferência de água e sedimento das encostas para os fundos de vales e canais, o que significa aumento da conectividade hidrológica. Também estruturas feitas pelo homem, tais como valas, terraços agrícolas, caminhos e estradas, influenciam a conectividade hidrológica. Na escala da bacia de drenagem, a geomorfologia de uma paisagem e o impacto humano na planície de inundação, como represas e reservatórios determinam a conectividade hidrológica. O transporte de sedimentos é especialmente dificultado por barreiras fluviais, zonas de amortecimento e descontinuidades entre compartimentos da paisagem (CROKE &

MOCKLER, 2001; POESEN et al., 2003; FRYIRS et al., 2007 em LESSCHEN et al., 2009).

Meerkerk et al. (2009) fez uma pequena revisão a respeito do uso do conceito de conectividade, estudando aplicações do conceito para modelar o impacto da ruptura de terraços no escoamento superficial em bacias de drenagem de uma área em ambiente semi-árido. Segundo os autores, o conceito de conectividade hidrológica é um elemento-chave para a compreensão dos processos chuva-vazão em bacias semi-áridas. A presença e configuração de feições conectadas tais como vias de fluxo concentrado e talwegues saturados, podem afetar fortemente a descarga e transporte de sedimentos durante as chuvas. Em geral, o aumento de descarga e transporte de sedimentos em função do aumento na conectividade não tem sido contabilizado por modelos chuva-vazão convencionais (BRACKEN E CROKE, 2007). Apesar de um número considerável de estudos que utilizam ou abordam o conceito naquele momento, não havia amplo consenso sobre a definição de conectividade hidrológica (BRACKEN E CROKE, 2007) e medidas quantitativas poderiam ser mal estabelecidas. Isso pelo fato de que os estudos de conectividade eram muitas vezes específicos para cada caso, limitados a determinadas unidades de paisagem em determinadas escalas, focados no fluxo de diferentes elementos, como água, sedimentos e fauna (AMOROS E BORNETTE, 2002; HOOKE, 2003). Terminologias diferentes semelhantes à conectividade hidrológica são usadas, incluindo *conectividade topográfica* (OCIDENTAL et al., 2001) e *acoplamento fluvial* (HARVEY, 2002) por exemplo.

Considerando as interações entre os sistemas fluviais e a planície de inundação, Hudson et al. (2013) apontam a conectividade hidrológica entre os canais fluviais e as planícies de inundação como fundamental para o entendimento dos processos ecológicos, geomórficos, bem como hidrológicos ao longo dos corredores fluviais (JUNK et al, 1989; WAINWRIGHT et al., 2011). A periodicidade, frequência e duração das conexões hidrológicas entre o canal e os ambientes alagáveis têm importantes implicações ecológicas. Muitas plantas e animais nativos do ambiente transicional tem ciclos de vida que requerem acesso aos ambientes alagáveis durante certas estações do ano ou enquanto certas condições climáticas existirem (SHIELDS et al., 2011).

Recentemente tem-se observado um número considerável de pesquisas relacionadas com o conceito de pulso de inundação e conectividade lateral entre os rios e as várzeas. A consideração da conectividade hidrológica da planície de inundação é fundamental para o

paradigma dos 'fluxos ambientais' (WINEMILLER et al., 2000; AMOROS & BORNETTE, 2002; ALI & ROY, 2009). Adiante, segue um tópico específico tratando do conceito de conectividade ecológica associada aos processos rio-planície de inundação.

### 1.5 A CONECTIVIDADE SEDIMENTOLÓGICA (E GEOMÓRFICA)

A conexão entre partes de uma bacia de drenagem ou de uma vertente pode ser entendida a partir da análise do fluxo de matéria entre as partes, o que envolve um conjunto de processos de dinâmica geomórfica, como por exemplos os processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos.

De acordo com), há grande interesse da sociedade para compreender os fluxos de água Baartman (2013, sedimentos e matéria orgânica de bacias de drenagem de grandes sistemas fluviais. A dinâmica interna das bacias de drenagem de terras altas a partir do qual esses fluxos são fornecidos, são, portanto, de interesse também. A melhor compreensão da dinâmica iria aumentar a capacidade de prever os influxos de grandes sistemas fluviais e suas consequências à jusante. Ainda assim, a compreensão do fluxo de água e sedimento na escala da bacia de drenagem é um desafio para muitos estudos.

A conectividade sedimentológica diz respeito à transferência conectada de sedimentos de uma área fonte para uma saída do sistema através do destacamento e transporte de sedimentos, controlada pela forma como os sedimentos se movem entre todas as zonas geomorfológicas na paisagem. Na bacia de drenagem, estes movimentos se dão nas encostas, entre encostas e canais e dentro dos canais. A erosão, transporte e deposição de sedimentos ocorrem na escala dos grãos, e continuamente o processo evolui para produzir as características da paisagem em escalas de várias ordens de magnitude maior (COOPER et al., 2012).

A conectividade de sedimentos ocorre através de vetores de transporte (por exemplo, água, vento, geleiras, gravidade e animais) que movem estes materiais, sobre uma variedade de escalas espaciais e temporais. Cada zona contém duas partes: o sistema morfológico (as formas de relevo) e o sistema em cascata (a energia e materiais que fluem através dessa zona) (CHORLEY, 1971; SCHUMM, 1981; PETERS et al., 2008 em BRACKEN et al., 2014).

Um grande desafio na geomorfologia está em conciliar a disparidade entre as taxas de erosão medida em pequena espacial, com taxas de denudação em escalas espaciais maiores. O dimensionamento de taxas de erosão para estimar mudanças na paisagem é

dificultado por alguns problemas como: o uso da extrapolação linear das taxas de erosão; compreensão do continuum de fontes de sedimento, processos de transferência e possibilidades para a deposição dentro de bacias de drenagem; e a incerteza de impactos de mudanças climáticas e uso do solo nos processos de transferência de sedimentos (BRACKEN et al., 2014).

O conceito de conectividade sedimentológica pode ser usado para explicar a continuidade de transferência de sedimentos a partir de uma fonte para um dissipador da bacia de drenagem assim como a movimentação de sedimentos entre diferentes zonas dentro de uma bacia de drenagem: ao longo encostas, entre encostas e canais, e dentro dos canais. A conectividade de sedimentos é baseada na interação de componentes estruturais (morfologia) e componentes processuais (fluxo de vetores de energia / transportes e materiais) que determinam o comportamento em longo prazo do fluxo de sedimento, que por sua vez se manifestará como uma alteração na forma de relevo (TURNBULL et al., 2008; BRACKEN et al., 2013; BRACKEN et al., 2014). Assim, a conectividade de sedimentos não depende de processos individuais, mas, sobretudo de todos os aspectos do sistema geomórfico, que controlam o fluxo de sedimentos (processos de destacamento, de arrasto e transporte), e também de características emergentes de deposição de sedimentos e tempo de residência (SANDERCOCK & HOOKE, 2011).

Segundo Heckmann & Schwanghart (2013), a articulação entre distintas formas de relevo ou de unidades de paisagem pelo transporte de sedimentos é denominada *acoplamento geomórfico*. O termo acoplamento assim, se refere a "interações entre processos no domínio de pequenas escalas espaciais". Ocorrem onde o armazenamento de sedimentos acumulados por um processo geomórfico é diminuído por outro processo e esses processos formam cascatas de depósitos de sedimentos em que as fontes de sedimentos estão acopladas às áreas de saída ou acumulação dentro da bacia de drenagem. O grau de acoplamento, ou seja, o efeito combinado das conexões laterais (vertente para o canal) e longitudinal (de um trecho do rio para outro) entre os componentes do sistema é denominado conectividade (de sedimentos). Assim, a conectividade se refere ao "estado fisicamente integrado de um sistema em meso e macro-escala"; uma definição que também reconhece a conectividade como uma propriedade emergente de um sistema geomorfológico além da escala da vertente.

Em busca de explicações para o funcionamento das bacias de drenagem, a conectividade entre o escoamento gerado nas encostas e no fluxo do canal é de suma

importância e também é analisado com a utilização do termo acoplamento encosta - canal (Brunsden & Thornes, 1979; Michaelides & Wainwright, 2002, in Zimmermann et al., 2014). A variabilidade na descarga de saída na saída da bacia de drenagem aumenta com o aumento da variabilidade espacial da infiltração. A intensidade da precipitação é, portanto, um fator importante no controle das características globais de acoplamento (Michael & Wainwright, 2002).

O termo conectividade de sedimentos também foi definido por Hooke (2003) como a “transferência de sedimentos de uma zona ou local para outra e o potencial para uma partícula específica se mover através do sistema”. Isto implica a compreensão das fontes de sedimentos locais e os mecanismos, as condições, rotas e distâncias do transporte. Isso significa identificar as zonas de armazenamento de sedimentos. Idealmente, o tempo de armazenamento de partículas específicas precisa ser conhecido para distinguir armazenagem de curto prazo de dissipação de longo prazo. A conectividade então pode também ser definida no contexto de se estimar as entradas e saídas de sedimentos dentro e entre os trechos. A morfologia do canal e sua estabilidade refletem o balanço sedimentar, a partir das taxas de erosão, assoreamento ou equilíbrio aproximado. Neste contexto, a ênfase é dada sobre a conexão física e transferência de sedimentos e é comparável com o uso da conectividade em ecologia e em aplicações hidrológicas para sistemas fluviais (como por exemplo, WARD & STANFORD, 1995) e está entrando em uso na geomorfologia (BRIERLEY, et al., 2006) com escalas que vão desde trechos locais a bacias de drenagem como um todo.

A conectividade de sedimentos ocorre em uma variedade de escalas espaciais e o fluxo de material pode estar conectado (acoplado) ou desconectado (desacoplado) em diferentes escalas de tempo (HARVEY, 2002). Geralmente, a conectividade opera dentro de dimensões longitudinais, laterais e verticais (WARD, 1989;. FRYIRS et al, 2007a). De acordo com Brierley et al. (2006), as ligações longitudinais são definidas como relações-tronco *montante-jusante* unindo *tributários-canaís principais*, que dirigem as transferências de fluxo de sedimentos através da bacia de drenagem. Ligações laterais, tais como relacionamentos *canal-várzea* e *encosta-canal fluvial*, regulam o fornecimento de materiais para os canais. Ligações verticais referem-se às interações *superfície-subsuperfície* de água, sedimentos e nutrientes (POEPPL et al., 2012).

Muitos fatores têm sido responsáveis por afetar a conectividade de sedimentos, especialmente na escala da bacia de drenagem, como a vegetação, morfologia, inclinação

das vertentes, área de captação, tectônica, e de forma indireta, impactos antrópicos sobre a produção de sedimentos de uma bacia de drenagem (FRYIRS et al., 2007; LEXARTZA-ARTZA & WAINWRIGHT, 2011; WAINWRIGHT et al., 2011). Bacias de drenagem maiores têm uma taxa de aporte de sedimentos inferior, indicando menor conectividade tanto para água quanto sedimentos. Outros estudos relacionam o impacto da vegetação sobre a dinâmica de sedimentos como impacto de grande escala, como os causados por mudanças de uso da terra, incluindo o desmatamento, arborização, fragmentos de vegetação e vegetação ripária (BAARTMAN et al., 2013).

Outro trabalho com aplicação do conceito de conectividade é o de Sandercocke e Hooke (2011). Baseados na premissa de que devido à alta taxa de fornecimento de sedimentos devido à erosão no canal e na bacia de drenagem, os autores avaliam que pode haver impacto sobre o equilíbrio dos canais de escoamento e das áreas de sedimentação. Segundo estes autores, intervenções que diminuam a conectividade do sedimento dentro do sistema são necessários para conter estes impactos potenciais. Por exemplo, a vegetação tem o potencial de diminuir a erosão do canal e transferência de sedimentos, aumentando a resistência leito do canal e rugosidade.

Em um sistema geomórfico, a conectividade entre dois compartimentos pode ser definida, quer através do contacto físico entre compartimentos, ou por meio de transferência de material, ou em ambos os processos/componentes. Em geral, os estudos geomorfológicos utilizam o conceito de conectividade em relação à transferência de material, ou seja, sedimentos, água e nutrientes, tanto através dos movimentos dentro dos compartimentos específicos do relevo, quanto da transferência de material entre as formas de relevo. A maioria dos estudos assume que a transferência ocorre apenas entre os compartimentos fisicamente conectados (JAIN & TANDON, 2010) (Quadro 3).

Quadro 3. Tipos de conectividade em estudos geomorfológicos e associados ao canal fluvial.

Detalhes da análise	Tipo de (des)conectividade	Referências
4 dimensões de conectividade em ecologia	Interações (transferência de materiais) entre os sistemas fisicamente conectados	Ward (1989)
Conectividade 3D entre o corredor hiporréico e suas implicações nos processos na escala da paisagem	A transferência do material (água, sedimentos, e nutrientes) entre corredores fisicamente conectados	Stanford and Ward (1993)
Efeito da escala espacial na conectividade ecológica (melhora a conectividade em zonas menores)	Transferência de material entre os sistemas fisicamente conectados	Bencala (1993)
Variação espaço-temporal da conectividade Inundação: maior conectiv.; Barragem/dique: reduz a conectiv.	Interações (transferência de material) entre os sistemas fisicamente conectados	Ward and Stanford (1995)
Modelo de células autônomas para a evolução da rede de drenagem e transferência de sedimentos	Transferência de sedimentos entre sistemas fisicamente conectados	DeBoer (2001)
Conectividade Vertente – Canal Fluvial, Ravina – Canal e papel na dinâmica do sistema fluvial	Transferência de sedimentos entre os sistemas fisicamente conectados	Harvey (2001)
Redução de conectividade é definida pela diminuição da transferência de sedimentos, embora a conexão física permaneça igual		
Acoplamento entre compartimentos da paisagem	Transferência de sedimentos.	Harvey (2002)
Direção de conectividade	A ligação física não é necessária; A ligação física pode variar temporalmente; Escala temporal $\alpha$ escala espacial	Harvey (2002)
Mapeamento de áreas (des) conectadas nas planícies aluviais	transferência de sedimentos	Poole et al. (2002)
Ligações (físicas) entre sedimentos grosseiros - transferência de sedimentos dentro do canal. Ex.: barra-barra, barra-leito, leito-barra	A ligação física em evento normal não é necessária conexão física não é necessária	Hooke (2003)
Modelagem de células autônomas para estudar a resposta da bacia hidrogr. ao clima: governado pela natureza e magnitude da conectividade	Transferência de sedimentos entre os sistemas fisicamente conectados	Coulthard et al. (2002, 2005)
Caracterização do percurso do escoamento e conectividade entre diferentes constituintes	Transferência de material (água, sedimentos, nutrientes) entre ligações fisicamente conectadas	Fisher et al. (2007)
Conectividade Vertente-Canal Fluvial	Conexão física entre a área saturada e região de ruptura do talude; Transferência de sedimentos grosseiros	Reid et al. (2007)
Conectividade Vertente-Canal Fluvial	Transferência de sedimentos, o contato físico entre as formas de relevo não é necessário	Chiverrell et al. (2009)
Conectividade Hiporréica e crescimento da rede de drenagem	transferência de Material (água); sistema fisicamente conectado	Abrams et al. (2009)

Fonte: Jain & Tandon (2010)

## 2 A DIMENSÃO RIO – SISTEMA ALUVIAL: A MORFOLOGIA DO RIO E SUA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO

---

### RESUMO

Os canais fluviais exibem uma forma tridimensional – definida pela sua declividade, seção transversal e padrão de canal – que devem ser consideradas dentro do contexto da bacia de drenagem, por causa de seu mútuo ajustamento pelas vertentes, trabalho da drenagem e morfologia do canal, ao manter continuamente a transferência de água e sedimentos. Este trabalho tem como objetivo analisar os principais elementos da evolução dos sistemas fluviais e planícies de inundação correlatas como subsídio ao estudo da conectividade. Para tanto, foram utilizados os principais conceitos clássicos acerca da geomorfologia fluvial e apresentados os em 3 tópicos específicos. O perfil longitudinal do rio e a geometria hidráulica associada à construção do canal na dimensão longitudinal e transversal ao longo dos trechos fluviais; o continuum fluvial e a morfologia do rio, considerando a ocorrência de morfologias em planta (padrões de canal) e características das variáveis do continuum fluvial; a morfogênese das planícies de inundação associada aos padrões de canal correlatos, procurando-se evidenciar os processos e a formação das planícies de inundação correlatas aos padrões de canal clássicos na literatura e específicos de cada morfologia. Os resultados deste ensaio evidenciam que há uma diversidade de ambientes em diferentes estágios evolutivos nos sistemas rio-planície de inundação e quando investigados em detalhe, podem auxiliar sobremaneira as interpretações ambientais de comportamento espacial e temporal de variáveis utilizadas na interpretação da conectividade hidrodinâmica em diferentes dimensões espaciais (longitudinal, lateral e vertical) e temporais e nos estudos de ecologia de sistemas fluviais aluviais.

**Palavras-Chave:** Morfologia Fluvial. Planície de Inundação. Conectividade Hidrodinâmica.

### 2.1 INTRODUÇÃO

A análise das relações entre o canal fluvial e sua planície de inundação faz parte do entendimento do processo evolutivo e da busca do equilíbrio fluvial, que envolve a esculturação e ajuste do relevo do canal com a matéria e energia disponível para o trabalho (erosão, transporte e deposição) e tais relacionamentos são de fundamental importância para o entendimento dos padrões de canais aluviais e dos processos envolvendo o canal e sua planície de inundação ativa.

O entendimento dos processos de conectividade hidrológica e sedimentológica entre estas duas unidades (rio – planície de inundação) passa pelo entendimento dos processos geomorfológicos associados à evolução do sistema rio-planície de inundação nos sistemas aluviais. Assim, segue breve revisão sobre o tema.

Podem ser citadas variadas definições de planícies de inundação, tendo em vista o propósito que se pretende. *Topograficamente*, a planície de inundação constitui-se numa superfície relativamente uniforme adjacente ao rio; *hidrologicamente*, é uma superfície sujeita a inundação periódica; *geologicamente*, é a área do vale fluvial recoberta com materiais depositados pelas cheias; *geomorfológicamente*, é uma forma de terreno composta de material

inconsolidado depositado pelo rio em diferentes épocas; *ecologicamente*, consiste de um complexo de ecossistemas que se interligam durante as cheias; para o *legislador*, pode ser delimitada e definida pelo estatuto do uso da terra.

Do ponto de vista dos processos fluviais, a planície de inundação é tomada como uma feição deposicional do vale do rio, associada com um clima particular ou com o regime hidrológico da bacia de drenagem. Os sedimentos são temporariamente estocados na planície durante a rota de fluxo para o vale. Sob condição de equilíbrio durante um período de anos, a taxa de entrada de sedimentos é igual à de saída. Uma alteração nas condições de equilíbrio, devido à mudanças tectônicas ou no regime hidrológico, incluindo mudanças no aporte de sedimentos e água, pode resultar na alteração da planície de inundação e levar à degradação e formação de um terraço, ou por outro lado levar à agradação (LEOPOLD ET AL., 1964).

Nessa trajetória, uma diversidade de estágios geomórficos podem ser observados nos sistemas rio-planície de inundação, quer seja nas altas latitudes ou nos trópicos, ou do ponto de vista do perfil longitudinal dos rios, os quais admitem relações particulares entre o canal fluvial e sua planície de inundação, ou do ponto de vista dos diferentes padrões de canais.

Este capítulo consiste numa tentativa de levantar os principais processos atuantes na evolução dos sistemas fluviais e na morfogênese das planícies de inundação de sistemas fluviais aluviais, na interação entre os processos geomórficos e hidrodinâmicos e assim subsidiar o entendimento do comportamento hidrodinâmico de ambientes (habitats) e da conectividade ecológica nos sistemas rio-planícies de inundação.

## 2.2 O PERFIL LONGITUDINAL DOS RIOS E A GEOMETRIA HIDRÁULICA

Os canais fluviais exibem uma forma tridimensional – definida pela sua declividade, seção transversal e padrão de canal – as quais devem ser consideradas dentro do contexto da bacia de drenagem por causa de seu mútuo ajustamento pelas vertentes, trabalho da drenagem e morfologia do canal, que mantém continuamente a transferência de água e sedimentos. Nas áreas altas, o canal e as formas de vertentes apresentam uma relação fechada (canais encaixados), mas, para jusante, as vertentes e o canal são separados por um vale plano composto pelos depósitos de terraço e planície de inundação. Os sedimentos erodidos nas partes altas da bacia podem permanecer estocados por uma dezena, centena ou milhares de anos como depósitos de barras de canal, planície de inundação, leques aluviais ou depósitos lacustres. Nas cabeceiras de drenagem (canais de baixa ordem) se observa uma relação direta entre as declividades do relevo e a declividade do canal, particularmente nos canais de primeira ordem. Entretanto, a forma de relacionamento entre os gradientes do relevo e dos canais é dependente da natureza dos

processos, os quais são responsáveis pelo transporte de sedimentos vertente abaixo até a base do canal. Nos canais acima da quarta ordem o relacionamento entre declividade das vertentes e o gradiente do canal é enfraquecido pelo aparecimento dos depósitos de planície de inundação e vales de acumulação, que por sua vez interagem com o canal e modificam tal relacionamento (PETTS & FOSTER, 1990).

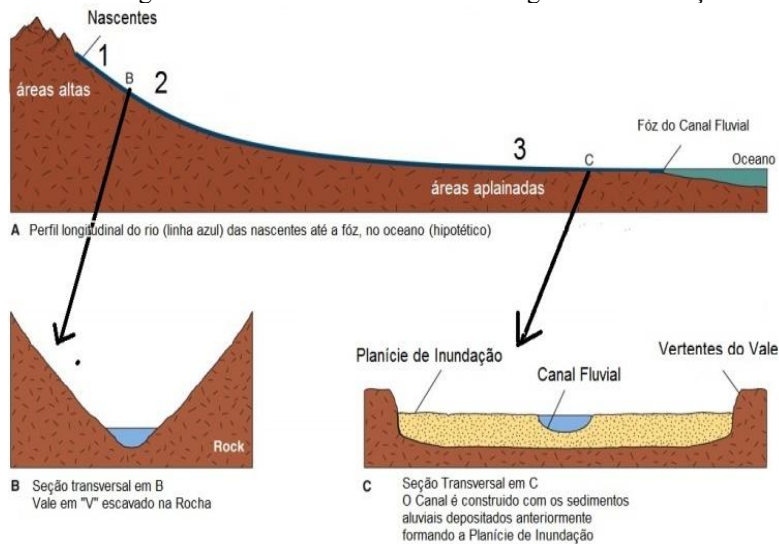
O perfil longitudinal de um canal fluvial resulta do trabalho que o rio executa para manter o equilíbrio entre a capacidade e a competência de um lado, e a quantidade e granulometria da carga detrítica do outro. Se a capacidade e a competência do rio para o transporte fluvial forem maiores do que as requeridas, o rio deverá diminuí-las, realizando modificações na morfologia e declividade do canal. Inversamente, se a capacidade e competência forem menores do que as requeridas para o transporte da carga, o rio deverá aumentá-la, também para isso modificando a forma e declividade do canal. Neste sentido, um rio está em equilíbrio quando não se verifica nem erosão e nem deposição de material em qualquer ponto do seu curso. Nas condições de equilíbrio, o rio é capaz de transportar todo material fornecido pelas vertentes. O perfil longitudinal de equilíbrio do rio apresenta forma côncava contínua, com declividade suficiente para transportar sua carga (figura 1). A inclinação do perfil acentua-se em direção às cabeceiras e decresce a medida que o rio se aproxima da foz (SUGUIO & BIGARELLA, 1990). Diferentes perfis longitudinais são relacionados em larga escala ao desenvolvimento geológico, influenciado pela história tectônica, mudanças no nível de base e mudanças climáticas (PETTS & FOSTER, 1990).

Das suas nascentes até a sua foz, um canal fluvial natural essencialmente representa um sistema, no qual, a energia potencial é proveniente de certa quantidade de água das áreas mais elevadas, convertida em energia cinética pelo fluxo da água e dissipada na fricção criada pelas paredes do canal e atmosfera. A importância neste caso, é dada à distribuição de energia específica ao longo do rio, apesar da energia total ser também importante no desenvolvimento da paisagem. Em analogia com as leis da termodinâmica, essa distribuição pode ser descrita como entropia, considerando que a entropia de um sistema é função da distribuição de energia disponível dentro do sistema, e não uma função da energia total dentro do sistema.

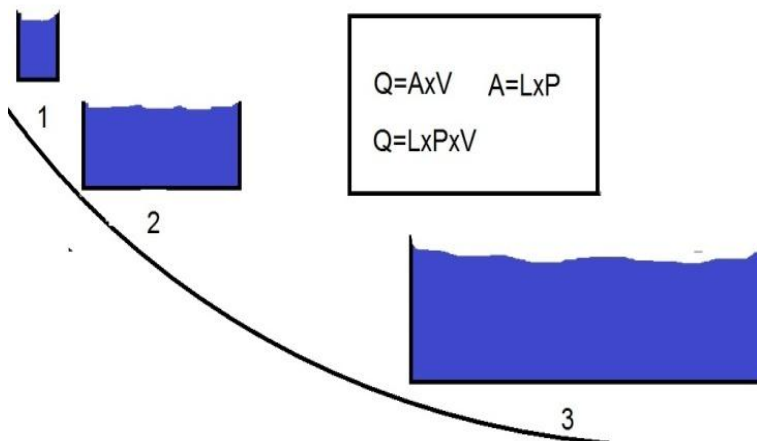
O processo natural representado pelo fluxo de água das cabeceiras de drenagem para a foz de um sistema fluvial é um processo irreversível, no qual a energia é transformada simultaneamente com o aumento da entropia, e esta então pode ser considerada como medida da energia disponível em um sistema para realizar trabalho. Quanto maior a entropia, menor a quantidade de energia disponível para o trabalho mecânico (erosão, transporte, deposição).

Oito variáveis interrelacionadas são consideradas responsáveis pela modificação da declividade e forma do canal do rio: largura, profundidade, velocidade, declividade, carga sedimentar, tamanho dos sedimentos (ou partículas), rugosidade hidráulica e descarga. Assim, três relacionamentos hidráulicos são importantes nas mudanças que ocorrem ao longo do rio: 1- continuamente, a descarga será o produto da área da seção vezes a velocidade; 2- a velocidade é função da profundidade, declividade e rugosidade do canal; 3- o transporte de sedimentos é uma função da energia do rio – esta, combinada com a relação entre o tamanho dos sedimentos e rugosidade do canal, leva a considerar que a concentração de sedimentos é uma função da velocidade, profundidade, declividade e rugosidade do canal (LEOPOLD et al., 1964; CHRISTOFOLETTI, 1981).

Figura 1. Perfil longitudinal do rio e a forma do canal / geometria da seção transversal.



Ajustes na geometria hidráulica ao longo do perfil longitudinal



Considerando a variabilidade dos fluxos, os eventos de magnitude moderada e de ocorrência relativamente freqüente controlam a forma do canal. Nessa categoria, os débitos de margens plenas (débitos com recorrência entre 1 a 3 anos) surgem como os de maior poder efetivo na esculturação do modelado do canal, pois as ondas de fluxo escoam com uma ação morfogénica ativa sobre as margens e fundo do leito, e possuindo competência suficiente para movimentar o material detrítico. Na morfogênese do perfil longitudinal, deve-se ter em mente que os processos morfogénicos relacionados com a dinâmica e com a mecânica do fluxo somam maior efetividade quando dos débitos de margens plenas. É a esta categoria de débitos que deve ser imputada a responsabilidade na esculturação do perfil, em detrimento da categoria dos débitos de transbordamento (mais altas águas), que constitui evento raro e de ação intensa, mas cujas conseqüências vão sendo esmaecidas e substituídas pelos efeitos mais constantes (Wolman & Miller, 1960; 1974; *em* Christofolletti, *op cit*).

No entanto, uma considerável dificuldade é encontrada na definição das descargas dominantes responsável pela formação (esculturação) do canal; a descarga constante que pode formar ou manter as propriedades geométricas médias de um canal de leito móvel, até mesmo porque a esculturação do canal ou as descargas, podem não ser de natureza constante! Algumas destas definições incluem:

- A descarga na qual preenche na justa medida a seção do canal, para o nível da planície de inundação (p.ex. definição da descarga de margens plenas).
- Qual descarga apresenta melhor correlação com a geometria dos canais.
- A descarga na qual a máxima carga sedimentar é movida.
- A recorrência no ano hidrológico das descargas que aceleram os processos erosivos (atacam) em diferentes tipos de margens.

A despeito dos problemas de definição, segundo Chorley et al. (1985), a geometria hidráulica de canais aluviais é, em geral, ajustada a eventos de escoamento de menor intensidade, tendo intervalo de recorrência de uns poucos anos somente nas regiões úmidas, e de 30-100 anos nas regiões mais áridas. No entanto, os impactos morfológicos dos eventos (descargas) são parcialmente um problema tanto da magnitude do tempo de intervalo entre os picos, quanto da magnitude dos picos para qualquer forma de relevo. Obviamente tanto a água e o transporte de sedimentos são muito importante para o entendimento da morfologia do canal, e um simples diagrama pode ilustrar o fato (figura 2). A *balança de Lane* apresenta como o gradiente do canal

$S$  é relacionado à carga sedimentar  $L$  (p.ex. capacidade de transporte) e tamanho do sedimento  $D_{50}$ , assim como a descarga média de água  $Q$ , como segue:

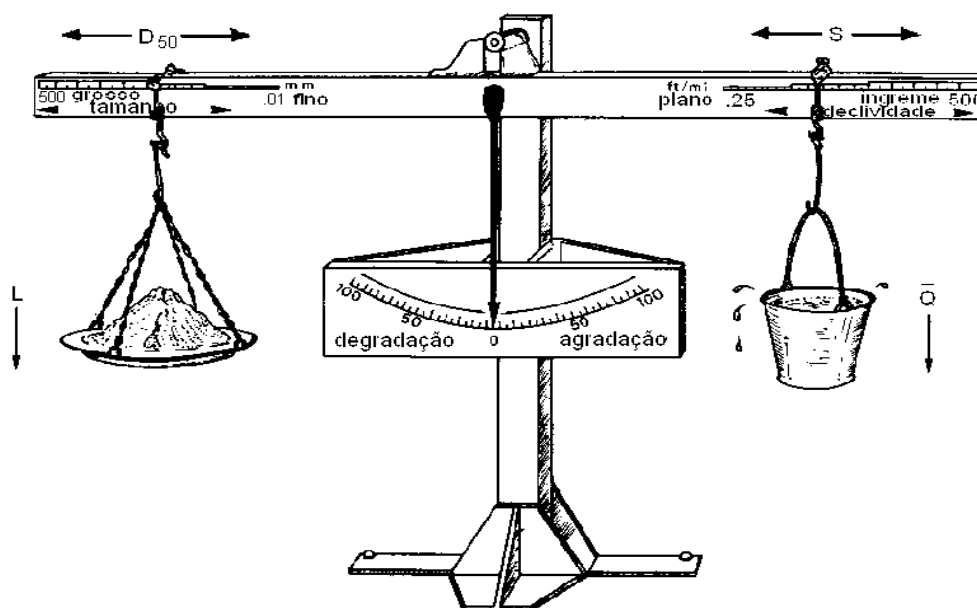
$$L D_{50} \propto S Q$$

Sendo que a declividade ou o gradiente é diretamente relacionado à carga sedimentar e inversamente relacionado com a descarga, assim:

$$S \propto (L D_{50} / Q)$$

Tanto a agração ou a degradação refletem uma mudança nessas variáveis, assim como a declividade é ajustada às condições de alteração (CHORLEY et al., 1985). O progressivo entalhamento de um canal aluvial, seja devido à alterações hidrológicas ou tectônicas, pode levar ao abandono da planície de inundação. Tais depósitos passarão então ao estágio de *terraço fluvial*, em nível topográfico superior, e uma nova construção em fase com o novo padrão hidrológico tenderá a ser desenvolvida – a nova planície de inundação - cujos processos de esculturação estarão associados com a disponibilidade de sedimentos, com as descargas do rio e com a recorrência do importante estágio de margens plenas.

Figura 2. Esquema da balança da estabilidade do canal  $L \times D_{50} \propto S \times Q$ . (adaptado de CHORLEY et al., 1985).  $L$ : carga sedimentar;  $D_{50}$ : diâmetro das partículas;  $S$ : declividade;  $Q$ : vazão.



Entretanto, em canais de leito móvel, é muito provável que os eventos de alta magnitude (grandes cheias) tenham grande influência na morfologia do canal, posicionamento do talvegue e posição das áreas erosivas e deposicionais, como ocorre por exemplo no rio Paraná (FERNANDEZ & SOUZA FILHO, 1995; SOUZA FILHO & STEVAUX, 1997; SOUZA FILHO et al., 2001; SANTOS et al., 2001; ROCHA et al., 2001) e estão em conformidade com o grau de equilíbrio do rio.

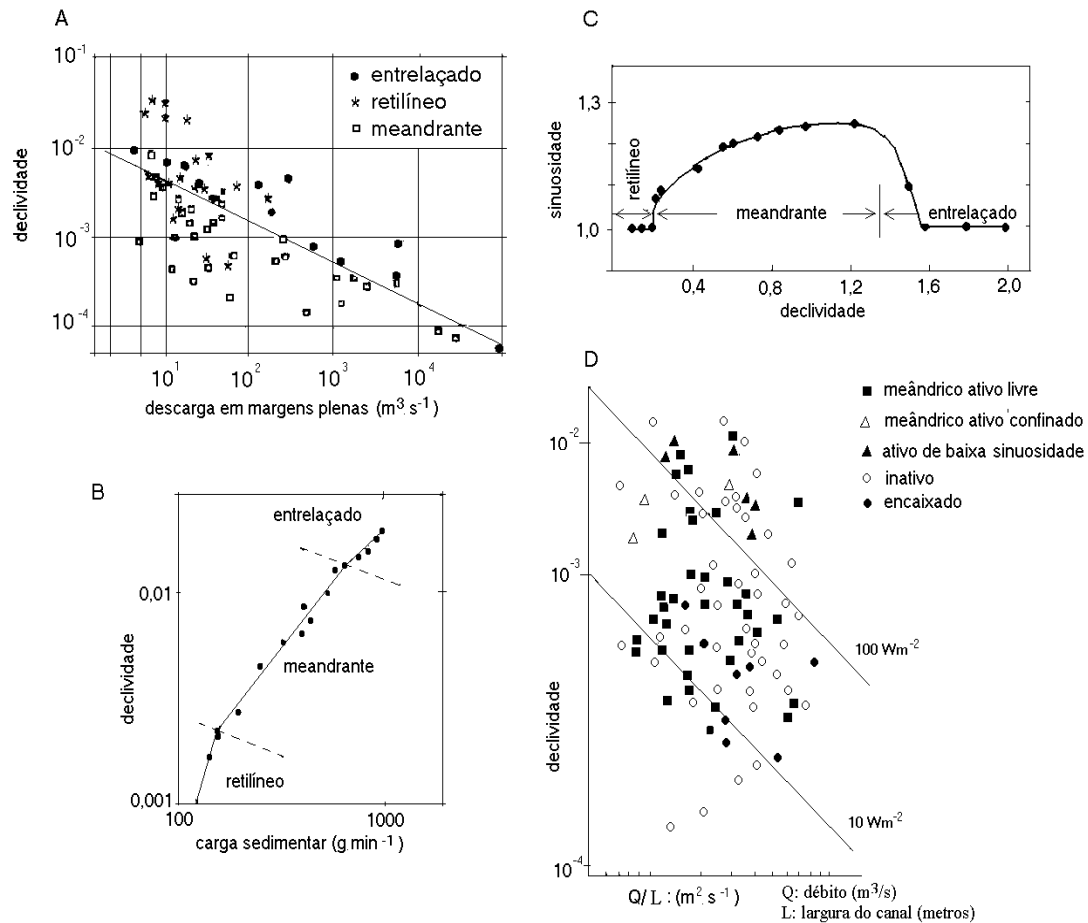
Ainda do ponto de vista do perfil longitudinal do rio, tanto as áreas erosivas e deposicionais quanto padrões de canal podem ser explicados tomando-se como base os princípios e leis que regem a dinâmica fluvial ao longo do perfil longitudinal dos rios e a busca do equilíbrio ("grade"). De maneira prática, são esperadas *áreas erosivas* no trecho superior e *áreas de transporte e áreas deposicionais* nos trechos médio e inferior do rio, respectivamente, considerando a sua foz ou os seus níveis de base.

Entretanto, estas três zonas do sistema fluvial apresentam características morfológicas e dinâmicas particulares, cujas propriedades dependem do tempo de evolução do sistema, do relevo inicial, das características litológicas e tectônicas do substrato, do clima atuante, da vegetação, do relevo acima do nível de base, do padrão de drenagem, da morfologia das vertentes, da carga sedimentar e da descarga fluvial (SOUZA FILHO, 1993).

### 2.3 O CONTINUUM FLUVIAL E A MORFOLOGIA DO RIO

Diferentes padrões de canal são parte de um contínuum, determinado pelas condições de energia em relação com a construção local da forma do canal (figura 3; ver também exemplo da figura 3). Schumm & Khan (1972 em PETTS & FOSTER, 1990) em estudos de laboratório, perceberam que o contínuum da forma do canal foi caracterizado pela relativamente forte transição, marcada por um limiar no relacionamento *carga sedimentar/declividade*. Tal relação mostra que os rios entrelaçados tendem a ocorrer mais onde existam maiores descargas de margens plenas e/ou declividades no canal e/ou carga sedimentar do que rios meandantes, e que canais retilíneos poderão meandrar a partir de um certo limiar de declividade para uma determinada descarga. Com respeito aos distintos limiares da relação entre as variáveis e os padrões de canal, Fergusson (1981, em Petts & Foster, 1990) classificou canais naturais (rios britânicos) usando a sinuosidade e "atividade", relacionada com a intensidade com que os processos geomórficos ocorrem, considerando canais ativos, inativos e encaixados.

Figura 3. Variações no padrão de canal conforme a declividade, descarga, carga sedimentar e energia do canal. (A: Leopold & Wolman, 1957; B e C, Schumm & Khan, 1972; D, Fergusson, 1981 em Petts & Foster, 1990). Adaptado de Petts & Foster (1990).



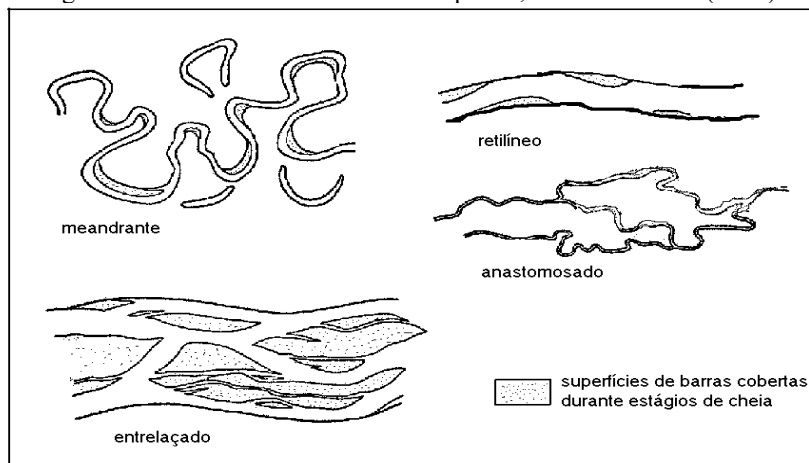
Com relação à descrição de tais padrões, a morfologia dos rios *meandrant*es exibe um canal único, com altos índices de sinuosidade, transportando predominantemente carga em suspensão ou mista. O padrão erosivo nas margens côncavas e deposicional nas margens convexas é típico desses canais. Rios retilíneos apresentam índices de sinuosidade próximos de 1,0 ( $< 1,5$ ) e transportam comumente carga em suspensão ou mista, apesar de que o seu talvegue pode apresentar maior sinuosidade. Rios *retilíneos* modernos são pouco comuns, assim como pouco conhecidos os depósitos correlatos ao seu padrão. O padrão *anastomosado* se refere a rios com múltiplos canais sinuosos, porém estáveis, com margens coesas, separados por grandes ilhas vegetadas. Rios *entrelaçados* apresentam dois ou mais canais com barras entre os canais, instáveis, e apresentam alta relação largura/profundidade, alta declividade e, geralmente baixa sinuosidade (Miall, 1977) (tabela 1). A figura 4 mostra os 4 tipos principais de padrão de canal.

Tabela 1. Classificação dos tipos de canais fluviais e suas principais características.

<i>Tipo</i>	<i>Morfologia</i>	<i>Sinuosidade</i>	<i>Tipo de carga</i>	<i>Carga de fundo (%)</i>	<i>L/P</i>	<i>Padrão erosivo</i>	<i>Tipo de depósitos.</i>
<i>Meandrante</i>	Canal único	> 1,3	Suspensa ou mista	< 11	<40	Incisão no canal; migração lateral	Formação de barras em pontal
<i>Retilíneo</i>	Canal único com <i>riffles</i> e <i>pools</i> ; talvegue meandrante	< 1,5	Suspensa, mista ou de fundo	< 11	<40	Menor migração do canal e incisão	Formação de barras laterais de canal
<i>Entrelaçado</i>	Dois ou mais, com barras e peq. ilhas	< 1,3	Carga de fundo	> 11	>40	Migração lateral	Agradação do canal; formação de barras
<i>Anastomosado</i>	Dois ou mais canais, com ilhas largas e estáveis	> 2,0	Carga suspensa	< 3	<10	Lenta migração de meandros	Lenta acreção das margens

Adaptado de Miall (1977).

Figura 4. Padrões de canal - forma em planta, conforme Miall (1977).



Várias formas são provenientes de processos deposicionais e ajuste fluvial dos rios, seja ao longo de seu curso, de uma confluência ou na sua foz, como as planícies de inundação, os leques aluviais e os deltas. Assim, as *planícies de inundação* surgem como uma importante forma proveniente do ajuste entre as variáveis da geometria hidráulica do canal (energia) e a carga (aporte de sedimentos), na busca do perfil gradacional (de equilíbrio) do rio.

A planície de inundação surge, pois, composta por variados depósitos de canal e de transbordamento, e nem todos podem ser identificados em muitas planícies de inundação. Em primeira instância, a morfologia da planície de inundação pode depender dos depósitos de canal (barras), mas subsequentemente, a sedimentação superficial confinando o canal pode ser de considerável significância. Geralmente, a redução das velocidades de fluxo ocorre a partir do canal principal para os depósitos, acompanhado com um decréscimo no calibre dos sedimentos

na mesma direção. Porém, sempre dentro dos canais e barras, a distribuição do tamanho dos sedimentos pode ser localmente diferenciada (BRIDGE & JARVIS, 1976 em PETTS & FOSTER, 1990).

Os sedimentos nos diques marginais podem também ser similares aos sedimentos de topo de barra em variação de tamanho, Por outro lado, enquanto fluxos de alta velocidade, dissecando os diques e/ou cruzando a planície de inundação, podem localmente ocorrer, podem também ocorrer depósitos de sedimentos grosseiros sobre a superfície da planície de inundação (PETTS & FOSTER, 1990).

As planícies de inundação usualmente se formam durante um considerável período de tempo e freqüentemente refletem processos que são regressivos no tempo, que podem distingui-las geomorficamente. Durante um período de estabilidade lateral ou baixa taxa de migração do rio, as partes basal ou distal da planície de inundação podem ter herança de um regime de fluxo anterior, enquanto as unidades superiores ou aquelas proximais ao canal, em geral, representam sedimentos transportados e depositados pelo regime de fluxo atual. Isso resulta numa *planície de inundação polifásica*, como o produto da variação climática secular ou outra mudança ambiental (nível de base ou uso do solo). Quando fatores antecedentes prevalecem e a planície de inundação reflete o controle do regime hidrológico e sedimentológico passado, a planície de inundação encontra-se em *desequilíbrio passivo persistente* (FERGUSON, 1981 em NANSON & CROKE, 1992).

A dinâmica de rios de leito arenoso pode exibir uma morfologia contemporânea que oscila em um *equilíbrio cíclico* ao longo de muitas décadas, entre dois estados alternados, dominados por inundações ou secas. Pequenos canais de leito de cascalhos ou aqueles confinados em vales rochosos, sofrem muito menos freqüentes mudanças catastróficas. Entretanto, ocorrem erosão lateral e denudação vertical durante eventos de alta magnitude e baixa freqüência, e gradualmente depositam novamente durante os eventos intermediários, de condições menos extremas. Em tais sistemas se encontram as *planícies de inundação em desequilíbrio ativo*. Aqueles sistemas que, apesar de conterem elementos de um regime de fluxo anterior, têm sido *dominantemente* formados ou reformados por processos contemporâneo se referem à planície de inundação *genética* (NANSON & CROOKE, *op cit*). Esta última será discutida separadamente adiante.

Do ponto de vista climático, a maior diferença entre planícies de inundação sob clima úmido daquelas sob clima semi-árido é a importância da vegetação. Pobrememente vegetadas, os sedimentos das planícies de inundação de regiões semi-áridas têm menos matéria orgânica e são submetidas à menores perturbações pós-deposicionais por raízes, mas são menos protegidas da

erosão e retrabalhamento eólico, que pode produzir uma espessa camada (p. ex. rio Indus). A distribuição do tamanho e estrutura dos depósitos, e a relativa importância das unidades sedimentares, estão relacionadas ao tipo (padrão) do sistema fluvial (Petts & Foster, 1990). A esse respeito, a discussão será feita no próximo item.

Segundo Collinson (1986), em sistemas anastomosados, a vegetação pode auxiliar na alocação das áreas de erosão e sedimentação na planície de inundação. Os sedimentos da planície secam entre as cheias e rupturas de dissecação e outras feições podem se desenvolver. Tal autor descreveu em maior detalhe os processos de sedimentação e mudanças pós-deposicionais, afirmando que tais processos são dependentes do clima e da distância para o canal ativo (ver: *planície de inundação de canais anastomosados*).

Enquanto o clima é o maior controlador no desenvolvimento da planície de inundação, grandes sistemas fluviais podem apresentar uma discrepância entre as condições hidrológicas da planície de inundação e a hidrologia do rio. Esta pode ser controlada pelo clima em uma bacia de grandes dimensões e pode diferir marcadamente das condições locais que controlam os processos na planície de inundação. A atividade do vento é importante em algumas planícies de inundação, com desenvolvimento de dunas eólicas carreando materiais e redepositando-os. Grandes espessuras de silte levados pelo vento podem se acumular sobre a planície e formar um volumoso depósito. Em drenagem efêmera, dunas eólicas podem bloquear e deslocar canais e as areias transportadas pelo vento podem ainda ser subsequentemente retrabalhadas pela atividade dos canais (COLLINSON, *op cit*).

Sistemas rio-planície de inundação atuais podem ainda ser agrupados dentro de 4 categorias: Primeira, com *planícies em forma de franjas (fringing floodplains)*, usualmente uma estreita faixa de terras inundáveis adjacentes ao canal fluvial, confinada pelos flancos do vale ou terraços, e que podem se estender por dezenas de quilômetros (p. ex. franja do Ganges); segundo, com *planícies de bacias interiores*, grandes planícies aluviais muitas vezes associadas com subsidência (p. ex. Magdalena, ilha do bananal/rio Araguaia; pantanal), formam lagos preenchidos com material aluvial, ou um controle local sobre o nível de base do canal, com declividade muito baixa; terceiro, *planícies de inundação costeiras*, muitas vezes extensas planícies aluviais caracterizadas por uma declividade extremamente baixa, e emergindo dentro de ambientes deltáicos influenciados pela penetração de água salina (p. ex. Mekong; Mississipi); quarto, *planícies pró-glaciais*, planícies entrelaçadas altamente instáveis (como a jusante de leques), são relativamente insignificantes no presente momento mas foram importantes particularmente durante o último glacial, aproximadamente 15.000 anos atrás (PETTS & FOSTER, 1990).

Como visto, a planície de inundação é uma feição deposicional do vale do rio associada com um regime climático ou hidrológico particular da bacia de drenagem. Os sedimentos são temporariamente estocados na planície de inundação ao longo do vale e, sob condição de equilíbrio, sem aumento ou diminuição por um longo tempo (anos), a taxa de entrada de sedimentos é igual à de saída. Porém, uma alteração das condicionantes do equilíbrio, através de processos tectônicos ou por mudanças no regime hidrológico, incluindo mudanças no aporte de sedimentos e de água, poderá resultar na alteração da planície de inundação e levar a degradação e formação de terraço, ou por outro lado levar a agradação (LEOPOLD et al., 1964), como já mencionado.

A despeito de um substancial número de estudos de casos individuais nas décadas passadas, tais estudos não se direcionaram para uma tentativa de classificação compreensiva das planícies de inundação. Ao contrário, considerável atenção tem sido dada para a classificação dos padrões de canal enfocando critérios baseados na planimetria e/ou nos processos geomórficos (LEOPOLD & WOLMAN, 1957; POPOV, 1964; SCHUMM, 1968; BROTHERTON, 1979; FERGUSON, 1981, 1987; CARSON, 1984, em NANSON & CROOKE, 1992). Petts & Foster (1990) no entanto, categorizaram planícies de inundação em três tipos básicos: aquelas formadas por rios meandrantés, entrelaçados e anastomosados, evidenciando um caráter *morfológico* em tal categorização.

Nanson & Croke (1992) em revisão bibliográfica a respeito do caso, encontraram três tipos essenciais de categorias de classificação para planícies de inundação: classificação morfológica, específica e genética. *Morfológica*: relacionada com a descrição correlata às formas de relevo e aos padrões de canal. *Específica*: se referem primariamente aos inventários fluviais construídos geralmente para propostas de engenharia, recursos aquáticos, recreação e atributos biológicos de rios e planícies de inundação. *Genética*: usando quatro parâmetros geomórficos simples ou combinados, sendo eles o padrão de canal, estabilidade lateral, descrição morfológica do relevo e características sedimentares.

## 2.4 MORFOGÊNESE DAS PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO ASSOCIADA AOS PADRÕES DE CANAL CORRELATOS

A classificação do padrão de canal tem usado muitos critérios, entre eles, a estabilidade, canais simples ou múltiplos, relacionamento entre declividade e descarga, sinuosidade. Leopold & Wolman (1957) identificaram três tipos - retilíneos, meandrantés e entrelaçados - com base na *sinuosidade*, assumindo o valor arbitrário de 1,5 (índice de sinuosidade) para separar retilíneos de meandrantés, e na *multiplicidade de canais* para separar os entrelaçados. Cabe

lembrar que tais autores usaram o termo "anastomosado" como sinônimo de "entrelaçado". Schumm (1968) considerou sistemas separados os canais anastomosados e entrelaçados, com base na carga sedimentar, e Rust (1978) utilizou o índice de entrelaçamento ( $n^0$  de canais em uma inflexão meândrica), e os canais anastomosados aparecem em separado (tabela 2). Brotherton (1979) usou uma classificação genética, com base na origem das feições, como erosivas ou deposicionais em relação à declividade e tamanho das partículas no leito. Entretanto, só se referiu aos canais meandantes e entrelaçados. Fergusson & Werritty (1983) identificaram uma classe transicional "wandering gravel rivers", de baixa a média sinuosidade, combinando feições de meandantes e entrelaçados.

Tabela 2. Classificação básica dos padrões de canal.

Classificação de Canal	Canal Simples Parâm. de Entrelaçamento. < 1	Multicanal Parâm. de Entrelaçamento > 1
Baixa Sinuosidade <1,5	<i>Retilíneo</i>	<i>Entrelaçado</i>
Alta Sinuosidade >1,5	<i>Meandrante</i>	<i>Anastomosado</i>

*Adaptado de Rust (1978)*

Como já apresentado, a morfologia, os tipos de depósitos e natureza hidrodinâmica das planícies de inundação são o produto das relações hidráulicas e sedimentológicas, particulares a cada padrão de canal fluvial em sistemas aluviais. Nesse sentido cabe um maior detalhamento dos principais padrões de canais aluviais e os processos que levam à esculturação das suas planícies de inundação. Dessa forma, a despeito dos variados sub-tipos mencionados na literatura geomorfológica e sedimentológica, serão aqui abordados apenas as principais características dos canais meandantes, anastomosados e entrelaçados e suas planícies de inundação, como forma de subsidiar os estudos aplicados sobre a conectividade hidrodinâmica nos sistemas geomorfológicos.

*Planícies de Inundação de Canais Meandantes:* Um clássico rio meandrante é caracterizado por sequências com diminuição granulométrica para o topo (*fining-upward*), que são produzidas pela acreção lateral das barras em pontal, começando com o cascalho e coberto com siltes e argilas depositados por fluxos de transbordamento (Allen, 1965). Porém, novos estudos têm demonstrado que barras em pontal contemporâneas tem afinamento para o topo somente na porção jusante da curva, e em muitos casos, sequências de engrossamento para o topo tendem a se desenvolver na porção montante da barra em pontal. Este padrão de distribuição de sedimentos parece se relacionar à força da circulação do fluxo. A verdadeira seqüência de afinamento para o topo é associada com o total desenvolvimento da circulação do fluxo,

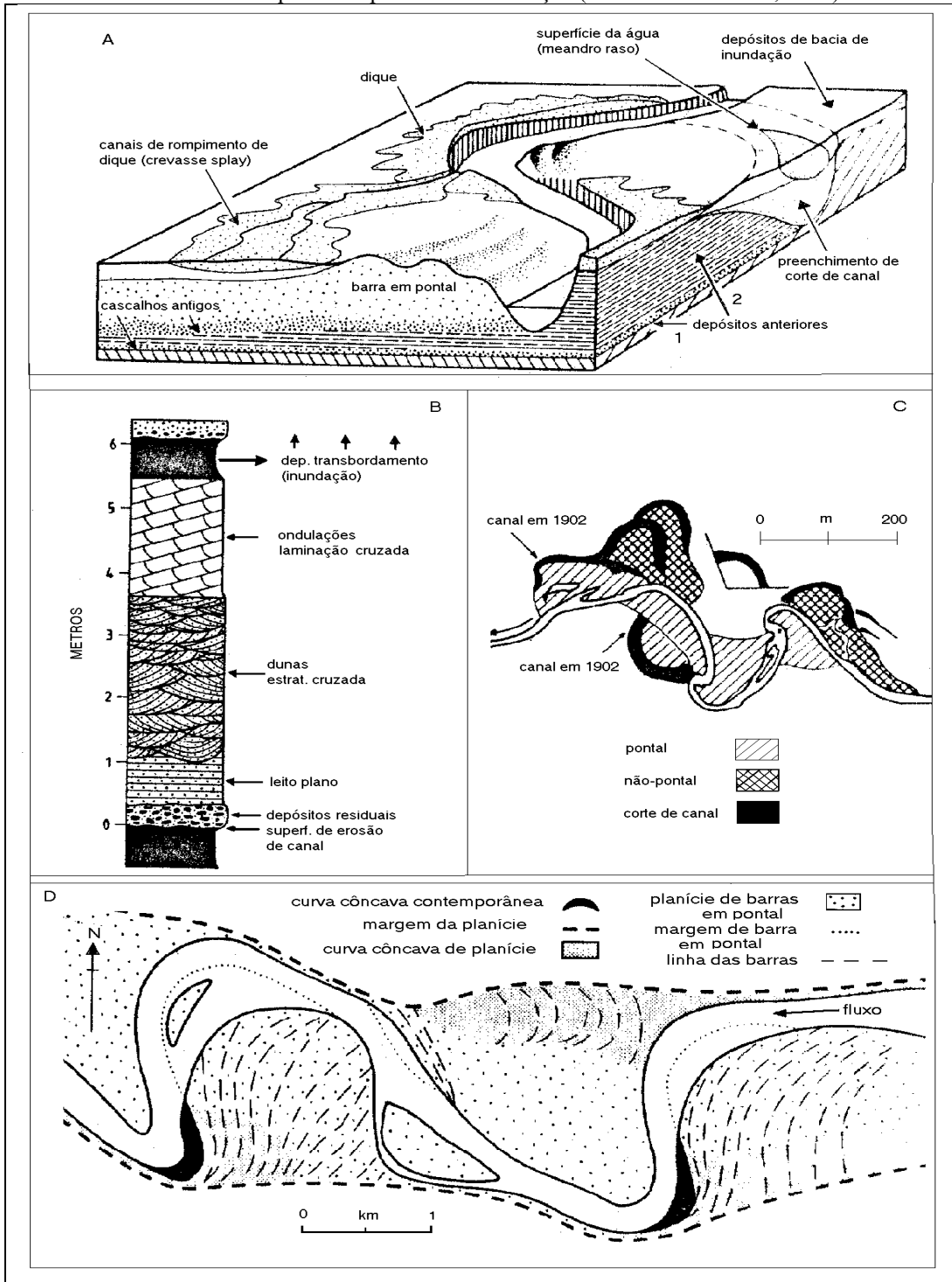
caracterizada por maiores velocidades à grandes profundidades (BRIDGE & JARVIS, 1976; JACKSON, 1978; BLACKNELL, 1981 em PETTS & FOSTER, 1990).

Do ponto de vista da geometria dos corpos arenosos e agradação da planície, um dos componentes essenciais dos modelos meandantes é o fato de que os laços (curvas) meândricos são recortados, abandonados, e ainda preenchidos com material fino - silte e argila. Através do tempo, essas camadas de argila, juntamente com espessa camada de argilas dos brejos podem ser abundantes, pois são relativamente difíceis de serem erodidas. Uma vez confinado, o conjunto do cinturão meândrico pode vir a ser levantado para o nível geral da planície de inundação por acreção vertical.

Esta situação pode persistir até uma catastrófica ruptura do dique, resultando numa súbita entrada do rio para uma parte mais baixa da planície de inundação (avulsão). No entanto, a geometria dos corpos arenosos de um canal meandrante altamente sinuoso poderá ser essencialmente alongada (*shoestring*), rodeada próximo e lateralmente por sedimentos finos de bacia de inundação. O cordão alongado também tem boa chance de ser recoberto por sedimentos finos de transbordamento a partir do canal ativo em sua nova posição. Assim, o modelo meandrante de alta sinuosidade prediz que, sob certa continuidade no suprimento de sedimentos e subsidência da bacia, uma série de corpos arenosos (lentes de areia) intercaladas com argila laminada (xistosa) poderá se desenvolver. Uma simples seqüência de um corpo arenoso pode ser tão espessa quanto o rio era profundo; entretanto, a superimposição de corpos arenosos pode ocorrer com depósitos de canais jovens que cortam os velhos canais (WALKER & CANT, 1979).

A acumulação de sedimentos finos tem tradicionalmente sido associada com deposição por transbordamento, algumas vezes contendo lâminas de areias grossas de transbordamento, ou de preenchimento de lagos meândricos (*oxbow lakes*). A planície de inundação de meandros pode também ser caracterizada por cortes (*cutoffs*) entre os meandros, os quais formam importantes locais para a subsequente deposição de areias finas, siltes e argilas. Tais depósitos podem ser expressivos dentro da superfície da planície (figura 5). Entretanto, a substancial acreção lateral por barras em pontal pode também derivar das porções finas da carga sedimentar e grande acreção lateral pode ocorrer como bancos marginais côncavos, onde o canal recua um pouco distante dos cortes das margens (*counterpoint deposits*). Esses sedimentos contrapontais são importantes para a preservação de pacotes orgânicos e podem consistir de unidades grosseiras em cordões côncavos recedentes, ou unidades de fina sedimentação em vórtices em ruínas onde a separação do fluxo ocorre a jusante da curva de meandro. Tipicamente eles ocorrem sobre a parte montante da margem convexa de curvas com inflexão fechada e se fundem com a barra em pontal a montante (PETTS & FOSTER, 1990).

Figura 5. Exemplo de planície de inundação de um rio meandrante móvel. *A*: modelo de facies; *B*: seqüência clássica de afinamento para o topo (ALLEN, 1965); *C*: recente sedimentação da planície de inundação (LEWIN, 1983); *D*: acreção contrapontal da planície de inundação (NANSON & PAGE, 1983).



*Planícies de Inundação de Canais Anastomosados*: Os canais anastomosados são caracterizados como extremamente estáveis, em contraste com os entrelaçados, altamente móveis, e os meandrantés, com altas taxas de migração,. A sedimentação e mudanças pós-deposicionais sobre a planície de inundação dependem do clima e da distância do canal ativo. A

taxa de sedimentação no transbordamento pode ser baixa, devido às relativamente altas velocidades de corrente na planície e baixa concentração de sedimentos suspensos no pico de cheia. De qualquer modo, a maior sedimentação é proveniente da carga suspensa, e existe a tendência dos depósitos serem mais finos a partir do canal para a planície. Somente as inundações de maior porte depositam taxas localmente superiores a poucos centímetros de sedimentos. Como já mencionado, a vegetação pode auxiliar na localização tanto do escoamento erosivo quanto deposicional sobre a planície de inundação. Os sedimentos da planície secam durante os intervalos de cheia e fendas de dissecação ou outras feições de exposição sub-aérea podem se desenvolver (COLLINSON, 1986).

Sistemas anastomosados também podem apresentar rápida agradação nos canais de baixa energia e complexas áreas alagadas que requerem para sua formação uma combinação não usual de condições geomórficas, tectônicas e climáticas. Eles estão associados com bacias sedimentares em subsidência ou soerguimento do nível de base local, e usualmente em ambientes relativamente úmidos com aporte de grandes quantidades de sedimentos finos. Assim, o fluxo de sedimentos para dentro da bacia deve ser grande o suficiente para manter uma planície de inundação, se não, a *bacia em subsidência* poderá se tornar um mar, estuário aberto ou lago.

Apesar da vegetação ser importante na estabilização dos canais e diques, tal estabilidade pode ser mais relacionada ao baixo gradiente do canal e à coesão dos sedimentos das margens. Consequentemente, depósitos de rios anastomosados são comuns no tempo geológico, porém eles não são comuns atualmente. Quando associados com condições de mudanças do nível de base, os canais anastomosados podem representar um estado transitório, até na escala de tempo geológico, como um rio em busca do equilíbrio, condicionado neste caso, pela rápida taxa de sedimentação - entre 0,15 e 1,0 m por cada 100 anos (PETTS & FOSTER, 1990).

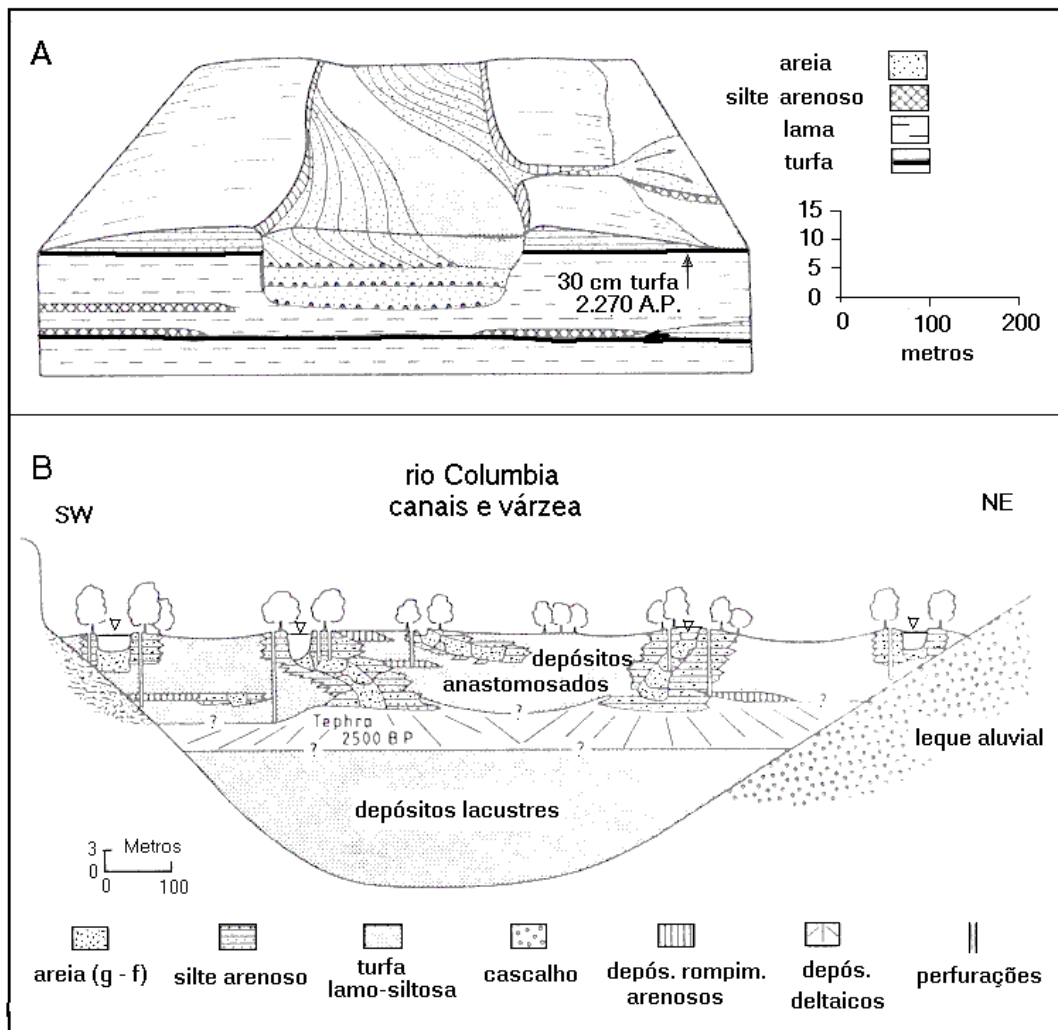
Segundo tais autores, a despeito da alta estabilidade de margens, os sistemas anastomosados apresentam uma dinâmica lateral com processos de avulsão e rápido preenchimento de canais abandonados. Depósitos proeminentes de diques consistem de areia fina laminada e silte, com ocasional presença de matéria orgânica em lençóis nos flancos dos canais, mas estes são freqüentemente cortados por fluxos arenosos rompendo o dique que progradam para dentro dos alagados (*sandy crevasse splays*). Estas extensivas áreas de lagos rasos, brejos e turfeiras formam um contínuum de ambientes, desde lagos profundos acumulando argila laminada e silte/argila, depósitos não laminados (bioturbados) de silte/argila de lagos rasos, à depósitos de brejos (mistura de sedimentos clásticos e lama orgânica) e espessas turfeiras.

Freqüente avulsão do canal, muitas vezes iniciadas por rompimento de dique (*crevasse-splay*), formam novos canais dentro dos depósitos da várzea. Depois da avulsão, o canal principal formado poderá reduzir a largura pela formação de bordas de meandro. Porém, os depósitos de canal são menos importantes do que os depósitos da várzea, que perfazem entre 60 e 90 % dos sedimentos da planície de inundação. A sua estratigrafia é caracterizada predominantemente por sedimentos finos (siltes e argilas) com diques arenosos e depósitos de rompimento de dique bordejando canais colmatados (figura 6). Estes últimos muitas vezes apresentam no leito camadas tabulares planas cruzadas, relativas a ondas de areia, que são formas de leito predominantes, com seqüências com afinamento para o topo, representando depósitos de cheia durante a agradação do canal e preenchimento final. Os depósitos de canal tem muitas vezes 10 m de espessura como resultado da agradação vertical, porém com subfácies que mudam em vertical e lateral (PETTS & FOSTER, 1990).

Em alguns *ambientes úmidos* ou de declividade reduzida, onde o rio está fluindo confinado pelo seu nível de base, a planície de inundação pode nunca secar. Brejos e lagos podem formar importantes elementos no sistema rio-planície de inundação. Os *lagos* se desenvolvem por compactação e subsidência de mais antigos sedimentos finos ricos em material orgânico e acumulam lama fina bem laminada, muitas vezes contendo fauna de bivalvos. Um flexível padrão de distribuição de sedimentos leva os lagos a serem preenchidos (com engrossamento para cima) através de pequenos deltas, levando ao estabelecimento de um nova zona alagada. Os *brejos* podem ser tanto mal ou bem drenados, dependendo da sua proximidade com o canal. Brejos bem drenados tem condições oxidantes próximo à superfície com menor preservação de matéria orgânica, enquanto os brejos mal drenados mantêm condições redutoras. Tais diferenças são geralmente observadas nos perfis de solos.

Em áreas semi-áridas, onde a vegetação é menos abundante, menor quantidade de matéria orgânica é incorporada aos sedimentos e sempre é levemente oxidada. As perturbações devido a presença de raízes é menor e a superfície é mais susceptível à deflação e retrabalhamento eólico dos sedimentos, como já mencionado. A formação dos solos e processos *de avermelhamento (oxidação)* podem ser ativos, embora sejam mais extensivos em áreas mais influenciadas pelo rio. Assim, o sistema pode ser controlado pelo clima a uma grande distância na bacia e pode diferir marcadamente das condições locais que controlam os processos na planície de inundação (COLLINSON, 1986).

Figura 6. Exemplo de planície de inundação de um rio anastomosado estável (conforme Smith, 1983). *A*: reconstrução esquemática do preenchimento de canal no baixo rio Saskatchewan, mostrando o canal "truncado" dentro dos depósitos coesivos lacustres e de turfas; *B*: reconstrução após preenchimento do vale do rio Columbia, Canadá.



Segundo Smith (1986), o preenchimento dos canais se dá predominantemente por acreção vertical e estes são separados lateralmente por extensos depósitos de lama lacustre e de pântano. Os canais no sistema anastomosado tendem a atrair a atenção do observador, porém, os ambientes mais extensivos são os alagadiços dominados por sedimentos lamosos, abrangendo 70 - 90 % da área fora do domínio dos canais. Depósitos arenosos de superfície, a partir de rompimento de diques, podem ter considerável importância como futura reserva litológica. Dessa forma, os sistemas anastomosados apresentam seis ambientes deposicionais: canal, dique, rompimento de dique, lago, pântano e turfas (*peat bog*).

*Planícies de Inundação de Canais Entrelaçados*: Rios entrelaçados não são caracterizados por grandes áreas de planície de inundação, mas muitos tem áreas abandonadas, desde esparsa a espessa cobertura vegetal, as quais são cobertas pela água somente durante altos

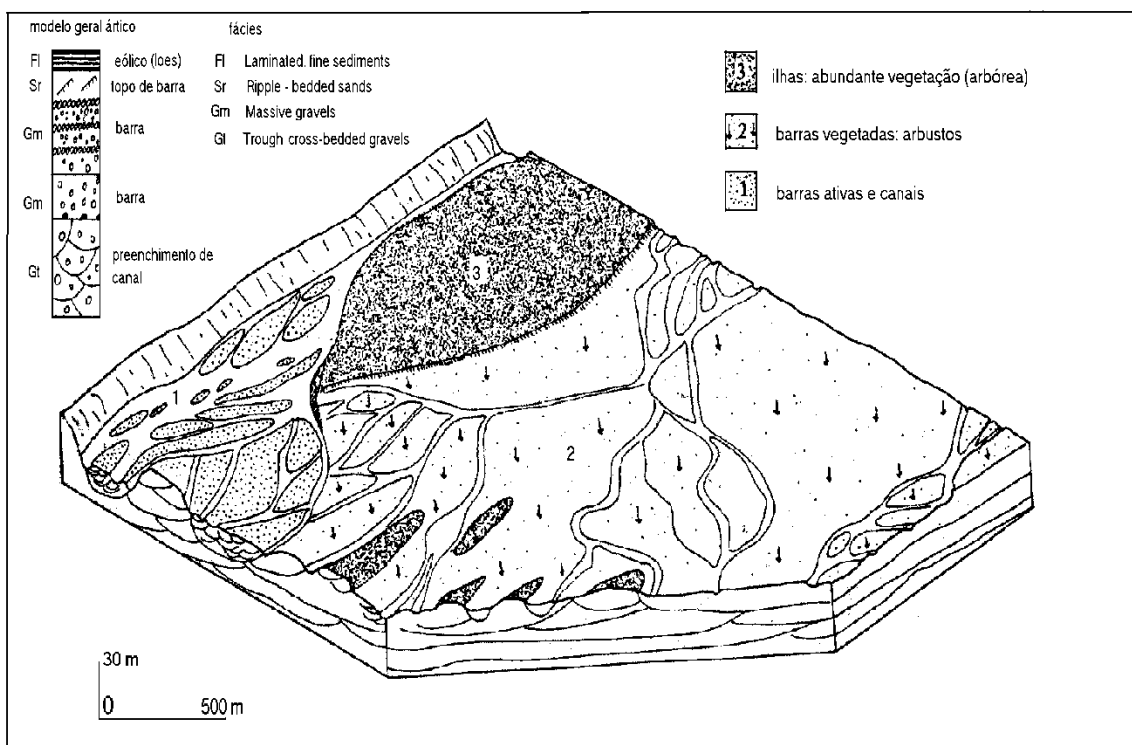
estágios de inundação. As velocidades de fluxo poderá ser diminuída nestas áreas devido à pouca profundidade e a fricção induzida pela vegetação. A deposição (*trapping*) de sedimentos finos é então ocorrente, pequenas ou muito pequenas estruturas de correntes são geradas e o leito (fundo) comumente é perturbado por bioturbação ou crescimento de pequenas raízes depois da deposição. Tais depósitos são comuns na parte mais distal do sistema entrelaçado. Os depósitos de transbordamento podem conter subargilas (*underclay*) e carvão, ou ainda nódulos de caliche (concreção) (MIALL, 1977).

Muitos rios entrelaçados têm grande carga sedimentar e são caracterizados pela rapidez com a qual seus canais alteram a posição e pelas altas taxas de acreção. Os depósitos da planície de inundação de rios entrelaçados apresentam tipicamente pouca organização interna, sendo dominada por sedimentos de barras de canal de cascalho com pouco selecionamento ou areno-cascalhosas, e raros afinamentos para o topo. Preenchimentos de canal com sedimentos finos são relativamente incomuns. Dois tipos gerais de rios entrelaçados têm sido descritos: rios entrelaçados com planície de cascalhos de fluxo glacial e rios entrelaçados de areias finas em regime semi-árido (PETTS & FOSTER, 1990).

Leeder (1982) descreve 4 típicos rios aluviais entrelaçados, o rio Donjek (leito de cascalhos e areia), e os rios South Saskatchewan, Platte e Brahmaputra (leito arenoso). O rio Donjek é um rio de leito de cascalho e areias alimentado pelo degelo glacial. Os sedimentos variam de argila à cascalho grosso e são pobremente selecionados. Uma hierarquia de canais é encontrada, em resposta ao contínuo ciclo de migração do canal, abandono e preenchimento por sedimentos de granulação mais fina. A parte ativa do sistema entrelaçado não é vegetada e apresenta formas de leito, como barras de cascalho longitudinais e barras arenosas transversais. Os mais altos e antigos depósitos de canal são parcial ou completamente vegetados sob contínuo fluxo de pouco vigor, que ocorre somente nos canais principais. Estes níveis são preenchidos por processos de acreção vertical durante a inundação (figura 7).

Rios de leito arenoso são altamente instáveis, com grandes volumes de sedimentos entrando durante as menores variações de descarga, e uma seqüência de formas de leito são produzidas com a subida e abaixamento das águas durante o ciclo de inundação. Na maioria dos casos, o padrão do canal começa a aumentar o grau de entrelaçamento sob menores descargas, quando ondas de areia e dunas formadas durante a cheia formam bancos (praias) e são dissecadas (cortadas) (PETTS & FOSTER, 1990).

Figura 7. Exemplo de planície de inundação de canal entrelaçado (rio Donjeck), mostrando uma hierarquia de barras e ilhas do sistema (conforme Williams & Rust, 1969).



Nos rios South Saskatchewan e Platte, grandes áreas rasas com bancos de areias são formadas por processos deposicionais próximos às barras centrais (*cross-channel bars*), as quais se formam em local de expansão dos fluxos. Os depósitos das barras centrais (*cross-channel*) tem pacote espesso (camadas), com estratificação cruzada planar, que diverge substancialmente da direção principal do fluxo canalizado. Maiores canais fluem em torno dos bancos de areia. Estes contém dunas de cristas sinuosas com depósitos de estratificação cruzada em baixo da seqüência. A seqüência vertical de fácies pode ser relacionada ao desenvolvimento dos bancos de areia ou aos processos de canal. Já o rio Brahmaputra, é caracterizado pelas rápidas e pequenas migrações do canal de até 1 Km/ano. As mais significantes mudanças ocorrem durante o estágio de abaixamento das águas, quando os sedimentos são depositados como barras dentro do canal, causando uma mudança na direção do fluxo local e migração do talvegue. Quando o estágio de elevação das águas se inicia, existe um gradual crescimento das formas de leito, de pequenas dunas (0,3 - 1,5 m de altura) para gigantes ondas de areia (até 13 m de altura), com dunas superimpostas. Uma complexa série de seqüências verticais pode ser gerada em canais entrelaçados, devido à rápida migração do talvegue. Gigantes pacotes cruzados de baixo ângulo (causados pela migração das ondas de areia) e pacotes cruzados mergulhados para baixo (causados pela migração da duna rumo ao abrigo das fácies de ondas de areia) devem dominar

estas sucessões. A bem desenvolvida seqüência da bacia de inundação, com os seus níveis proximais e leques de rompimento de dique, claramente tem baixa preservação potencial, devido a rapidez da movimentação lateral do canal (LEEDER, 1982).

Como uma forma deposicional que interage com o sistema canal fluvial, torna-se necessário aos pesquisadores do campo das geociências o entendimento do seu caráter evolutivo. As planícies de inundação são formadas por uma complexa interação entre processos fluviais, mas suas características e processos evolutivos estão essencialmente ligados ao produto da energia do rio e característica dos sedimentos. A relação entre a habilidade de o canal conduzir e transportar sedimentos e a resistência à erosão das aluviões da planície de inundação, que formam os limites do canal provém a base para uma *classificação genética* das planícies de inundação (NANSON & CROKE, 1992) e o entendimento dos processos de conectividade no sistema canal fluvial e da planície de inundação com o canal fluvial.

## 3 CONECTIVIDADE ECOLÓGICA EM SISTEMAS FLUVIAIS: O ENTENDIMENTO DA HIDRODINÂMICA, MORFODINÂMICA E A FORMAÇÃO DE HABITATS

---

### RESUMO

Este texto tem como objetivo abordar os principais conceitos acerca da construção das morfologias fluviais e de processos hidrodinâmicos em sistemas rio-planície de inundação, com uma interpretação associativa entre as diferentes formas geradas por processos geomorfológicos e hidrodinâmicos, os estágios sucessionais em que se encontram durante a evolução do sistema e a intensidade da conectividade hidrológica entre os ambientes ou habitats. As características hidrodinâmicas têm grande importância na estrutura e função dos ecossistemas de várzea do rio. Como resultado, observa-se que há uma grande heterogeneidade espacial e temporal dos processos físicos, químicos e bióticos nestes ecossistemas que oferecem suporte a uma grande diversidade de habitats terrestres, transicionais e aquáticos, e também na riqueza de espécies. A dinâmica fluvial originada por inundações ao longo do tempo é responsável pela estruturação de ambientes em diferentes estágios sucessionais tanto nos segmentos terrestres, transicionais e aquáticos e são produto da evolução geomorfológica do sistema fluvial. As morfologias originadas e os estágios em que se encontram cada forma ou habitat determinam o grau de conectividade entre os ambientes de sistema fluvial e o rio.

**Palavras-Chave:** Conectividade Ecológica. Hidrodinâmica. Morfodinâmica. Sistemas Fluviais. Habitats Fluviais.

### 3.1 INTRODUÇÃO

Considerando o entendimento conceitual da evolução das formas fluviais e suas relações com os processos de esculturação previamente expostos, saindo do contexto e escala da bacia de drenagem para o estudo específico na calha fluvial, podem-se estabelecer alguns relacionamentos em diferentes dimensões, envolvendo o canal fluvial e a planície de inundação, relacionamentos que terão ênfase aqui para o entendimento da conectividade entre o sistema fluvial e sua planície de inundação.

Neste texto, o uso dos termos Hidrodinâmica e Morfodinâmica são utilizados em sua forma conceitualização geral. A Hidrodinâmica é a área da física dedicada ao estudo de fluidos em movimento sob a ação de forças (HEWITT, 2011). A morfodinâmica constitui uma abordagem conceitual voltada para a análise do conjunto de processos interligados responsáveis pela gênese e evolução do modelado (TRICART 1977).

Segundo Poole et al. (2002), cada vez mais os cientistas têm visto os rios como sistemas integrados compostos por componentes que se interagem, como o canal, a planície de inundação, o aquífero aluvial e a vegetação ripária. A visão desses componentes como um único sistema fluvial integrado acentua a sua natureza interdependente e destaca a importância da "

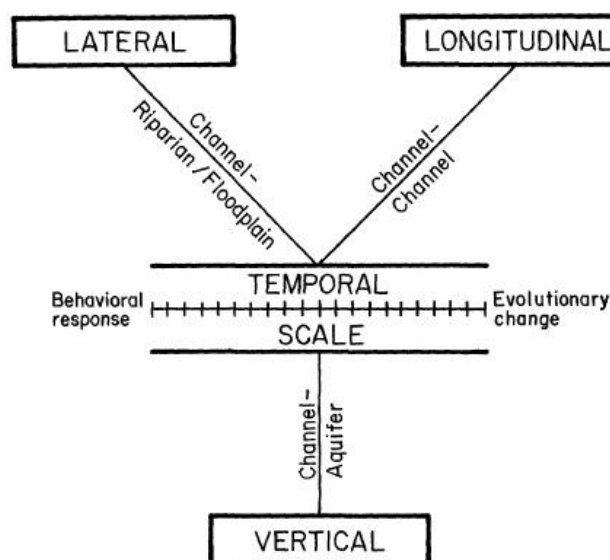
conectividade " (troca lateral e vertical dos materiais) entre componentes do sistema. O contexto geomórfico e estrutura geomórfica interna dos canais influenciam a conectividade lateral e vertical nas planícies de inundação. Em suma, a geologia, geomorfologia, regime de fluxo, e as comunidades vegetais na bacia de drenagem se combinam para determinar a estrutura geomórfica específica e as características hidrológicas dos corredores fluviais (HYNES, 1975). Por sua vez, as características de corredores fluviais determinam a conectividade ecológica, a produtividade, habitat variabilidade e biodiversidade resultante (POOLE et al., 2002).

Este capítulo tem como objetivo apresentar os principais conceitos acerca da conectividade ecológica (e hidrodinâmica) nos sistemas rio-planície de inundação, baseado no suporte conceitual dos elementos de morfologia fluvial e de conectividade hidrodinâmica nestes sistemas, vistos nos capítulos iniciais.

### 3.2 AS DIMENSÕES DA CONECTIVIDADE ECOLÓGICA: CONDICIONANTES GEOMORFOLÓGICAS, HIDROLÓGICAS HIDRODINÂMICAS E ENTENDIMENTO ECOLÓGICO.

Uma característica distintiva dos ecossistemas lóticos é um alto nível de heterogeneidade espaço-temporal. Esta heterogeneidade é manifestada como vias interativas ao longo de quatro dimensões (Figura 1).

Figura 1. Conceitualização da natureza 4-dimensional dos sistemas fluviais (WARD, 1989).



A dimensão longitudinal integra as ligações montante - jusante. As trocas de matéria e energia entre o canal e a vertente ou o sistema ciliar / várzea ocorrem ao longo da dimensão lateral. A dimensão vertical, que tem também um componente hiporréico lateral, incorpora

interações entre o canal e as águas subterrâneas contíguas. A quarta dimensão, o tempo, se sobrepõe nas três dimensões espaciais. A força das interações ao longo de uma única dimensão pode variar em função da posição relativa ao longo de outras dimensões (WARD, 1989).

A análise espacial da conectividade deve ser vista através de uma visão tridimensional e exige análise no sentido longitudinal, lateral e vertical (WARD, 1989; STANFORD & WARD, 1993; BRIERLEY et al., 2006). Segundo Jain & Tandon (2010) a interação entre essas dimensões diferentes de conectividade é responsável por resposta diferente de uma bacia de drenagem inteira. A interação entre dimensões de conectividade pode ser visualizada em diferentes planos. As conectividades longitudinal e lateral interagem num plano horizontal, enquanto as conectividades vertical-longitudinal e vertical-lateral interagem em planos verticais. Essa interação proporciona a base para a compreensão de processos tridimensionais.

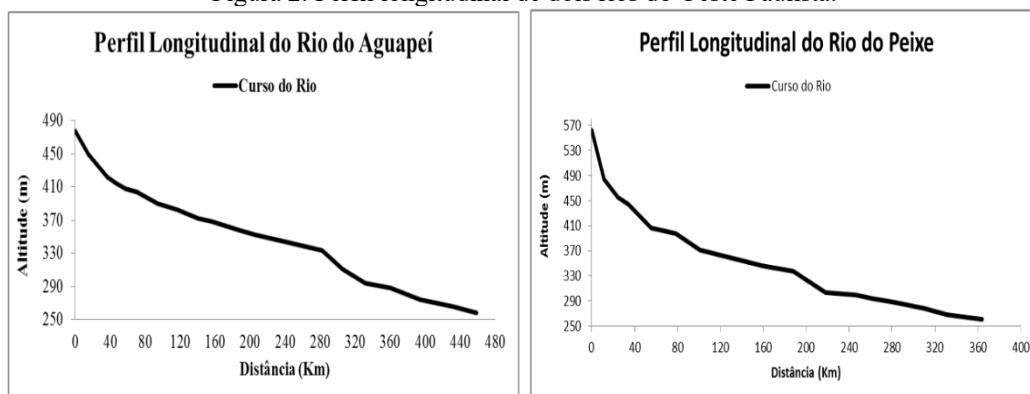
### 3.2.1 A Dimensão Longitudinal

O entendimento da dimensão longitudinal do sistema fluvial pode ser compreendido a partir do conhecimento das interações processuais e morfológicas do continuum geomórfico, que precede a conceituação do continuum ecológico.

Diferentes perfis longitudinais dos rios são relacionados em larga escala ao desenvolvimento geológico influenciado pela história tectônica, mudanças no nível de base e mudanças climáticas (PETTS & FOSTER, 1990).

O perfil longitudinal de um canal fluvial resulta do trabalho que o rio executa para manter o equilíbrio entre a capacidade e a competência de um lado, e a quantidade e granulometria da carga detrítica do outro. Se a capacidade e a competência do rio forem maiores que do que as requeridas para o transporte da carga, o rio deverá diminuí-las, realizando modificações na morfologia e declividade do canal (Figura 2).

Figura 2. Perfil longitudinal de dois rios do Oeste Paulista.



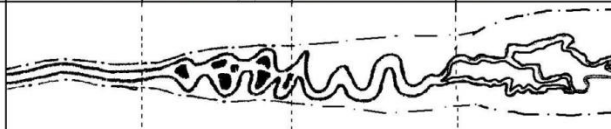
Fonte: Autor.

A morfologia do rio tende a mudar de montante para jusante. Diferentes padrões de canal são parte de um continuum, entre um extremo e outro do rio (LEOPOLD et al., 1964), determinado pelas condições de energia em relação a controles locais (PETTS & FOSTER, 1990). As variáveis que geralmente mudam seu relacionamento ao longo do rio e produzem padrões diferentes podem ser referidas, por exemplo, à relação carga sedimentar – declividade, débito de margens plenas – declividades, declividades – sinuosidade.

Contudo, em canais de leito móvel, é muito provável que os eventos de alta magnitude (grandes cheias) tenham grande influência na morfologia do canal, posicionamento do talvegue e posição das áreas erosivas e deposicionais, como ocorre, por exemplo, no rio Paraná (FERNANDEZ & SOUZA FILHO, 1995; SOUZA FILHO & STEVAUX, 1997; SOUZA FILHO et al., 2001; SANTOS et al., 2001; ROCHA et al., 2001), e estão relacionados com situação de equilíbrio do rio (ROCHA, 2009).

Partindo-se dos relacionamentos de variáveis que indicam o continuum geomórfico, pode-se supor um contínuo ajuste morfológico do sistema fluvial ao longo do seu perfil longitudinal, a despeito de rupturas no relacionamento entre as variáveis levarem a descontinuidades do perfil, interrupções ou alterações abruptas entre uma morfologia e outra. Assim a figura 6 apresenta um sistema de padrões de canais hipotéticos que se sucedem ao longo do perfil longitudinal: canais encaixados, entrelaçados, meandranes e anastomosados respectivamente (figura 3), alertando que outras configurações podem ocorrer e que as feições geomórficas podem alterar a seqüência dos padrões utilizados no modelo (MINSHALL et al., 1985; WARD & STANFORD, 1993; 1995-A).

Figura 3. Mudanças nas feições geomórficas resultantes das interações entre a declividade, dinâmica hidrológica e as diferentes zonas morfológicas do perfil longitudinal do rio. Modificado de Minshall et al. (1985).

FEIÇÕES GEOMÓRFICAS — CONTINUUM				
	ENCAIXADO *	ENTRELAÇADO	MEANDRANTE	ANASTOMOSADO
PARÂMETRO				
SUPERFÍCIE DO CANAL ÁREA : DESCARGA	BAIXA > veloc	ALTA > largura	MÉDIA > profund	MÉDIA > profund
ÁREA INUNDADA calha aluvial	PEQUENA	MÉDIA	GRANDE	GRANDE
DECLIVIDADE	ALTA	MÉDIA	MÉDIA/BAIXA	BAIXA

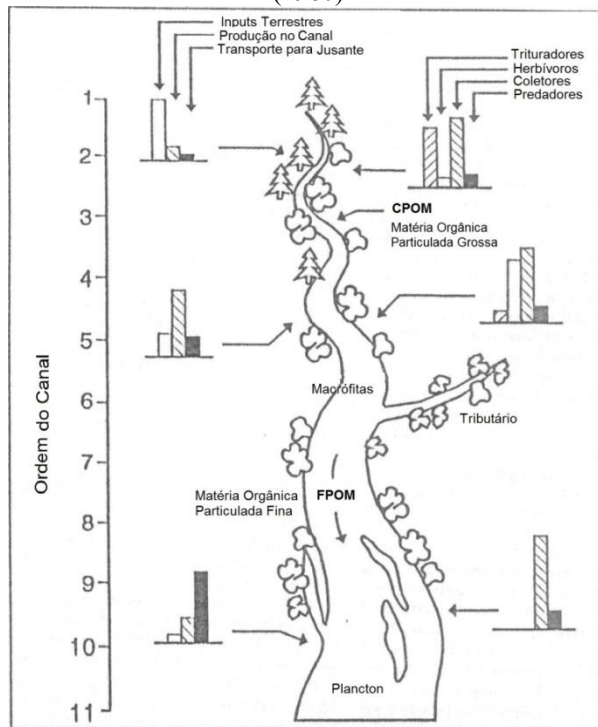
\* Sistemas Erosivos

As considerações geomórficas no sistema fluvial foram importantes para o estabelecimento do conceito ecológico da continuidade fluvial (originalmente RCC: River Continuum Concept) de Vannote et al. (1980), que propõe que o entendimento das estratégias biológicas e de dinâmica do sistema fluvial requer consideração do gradiente dos fatores físicos formado pelo trabalho de drenagem. Desta maneira, a energia que entra, o transporte da matéria orgânica, estoque e uso pelos grupos consumidores podem ser regulados pelos processos geomórficos fluviais.

O RCC sugere que as características estruturais e funcionais das comunidades de organismos de rios são adaptadas à mais provável condição média do sistema físico. Nas cabeceiras (baixa ordem), os canais são estreitos e a vegetação ripariana tende a ser mais extensa. São maiores os inputs terrestres do que a produção dentro do canal, gerando maior taxa de matéria orgânica particulada grosseira (CPOM – coarse particulate organic matter). A taxa de respiração é maior que a de produção. Predominam coletores e roedores. No trecho médio, os materiais grosseiros provenientes de montante vão se tornando mais finos, e a fonte de material grosseiro diminuindo nesta região. O rio se torna mais largo, possibilitando maior absorção de luz (radiação), aumentando a produção de matéria orgânica dentro do canal, em relação à que chega das encostas e de montante. Predominam coletores e pastadores. No trecho de alta ordem de drenagem, predominam os materiais orgânicos particulados finos (FPOM), há grande largura do canal que lhe permite bastante entrada de radiação. A contribuição por input ripariano é pequena e o transporte para jusante é grande. A relação produção/respiração é  $> 1$ . Predominam coletores entre as espécies (figura 4).

Segundo Ward (1989), essas ligações montante-jusante nos processos ecológicos formam a base teórica do RCC (VANNOTE et al., 1980). Contudo, a regulação de fluxo por barragens fornece um exemplo dramático de perturbação antrópica das ligações a montante ea jusante. Assim, por outro lado, o conceito da Descontinuidade Fluvial foi desenvolvido como uma estrutura conceitual para examinar rupturas longitudinais induzidas inicialmente por represamentos (WARD & STANFORD 1983), mas podendo ser utilizado nas rupturas de declive do perfil do rio em diferentes proporções por exemplo, ou a chegada de um grande afluente, desde que se observe rupturas nos padrões de conectividade do rio.

Figura 4. Diagrama do conceito de continuidade fluvial. As características estruturais e funcionais das comunidades de organismos de rios são adaptadas a mais provável posição ou condição média do sistema físico. Fonte: Vannote et al. (1980).



### 3.2.2 A Dimensão Lateral

A morfologia do rio tende a mudar de montante para jusante. Diferentes padrões de canal são parte de um continuum, entre um extremo e outro do rio (LEOPOLD et al., 1964), determinado pelas condições de energia em relação a controles locais (PETTS & FOSTER, 1990), como apresentado no item anterior. Contudo, os trechos chamados aluviais, onde o rio desenvolve uma área deposicional adjacente ao canal, os fluxos laterais de matéria e energia do sistema geomórfico se complexam e se diferenciam qualitativamente e quantitativamente conforme sua morfologia ou seja, conforme o padrão de canal desenvolvido. Este por sua vez é resultado da interação entre diferentes variáveis geomórficas, como a declividade e as características do substrato, o regime climático e de débito fluvial, o aporte de sedimentos em termos de calibre e quantidade.

As planícies de inundação surgem como uma importante forma proveniente do ajuste entre as variáveis da geometria hidráulica do canal e a sua carga, na busca do perfil gradacional do rio ao longo do tempo. Neste ajuste, e na busca do perfil ideal de equilíbrio, a planície de inundação surge como uma forma deposicional, onde os sedimentos são estocados e diferentes morfologias se desenvolvem, formando mosaico de formas em diferentes estágios evolutivos, com diferentes velocidades de evolução.

O estágio de margens plenas, considerado como sendo igual ao débito de 1,58 anos de intervalo de recorrência, assinala a descontinuidade entre o sistema canal fluvial e o sistema planície de inundação. Até atingir o estágio de margens plenas, o escoamento das águas processa-se no interior do canal e origina diversas formas topográficas. Ultrapassado o estágio de margens plenas, as águas espraiaem-se e há relacionamento diferente entre as variáveis da geometria hidráulica. Embora englobando o canal fluvial, como um subsistema, a planície de inundação não deve ser confundida nem ser caracterizada pelos processos e formas de relevo desenvolvidos no canal fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1981).

A constância do intervalo de recorrência do estágio de margens plenas tem muita importância. A frequência da inundação é aproximadamente a mesma em regiões de diferentes taxas de escoamento (runoff) - dos trópicos a regiões semi-áridas - implicando que o tamanho do canal do rio é apropriado para a quantidade de fluxo provida pela bacia de drenagem. É também aparente, porém, que se o transbordamento pela água contendo sedimentos ocorre, alguma deposição em qualquer local próximo ao canal ocorra associada a tal evento. Se o processo é contínuo, o canal poderá gradualmente vir a ser encaixado dentro de seu próprio aluvião. O relativo conteúdo de sedimentos na planície de inundação resultantes da deposição lateral e vertical varia, dependendo das características da inundação da bacia e da disponibilidade e distribuição do tamanho dos sedimentos (LEOPOLD et al., 1964).

Esses processos denotam vias de interações geomórficas que além da dimensão longitudinal dos fluxos passam a apresentar fluxos laterais de água e sedimentos que envolvem a evolução geomórfica do sistema canal e planície de inundação.

Com relação à descrição dos padrões de canal (conforme disposto na figura 5), rios *entrelaçados* apresentam dois ou mais canais com barras entre os canais, são instáveis, e apresentam alta relação largura/profundidade, alta declividade e, geralmente baixa sinuosidade. Rios *retilíneos* apresentam índices de sinuosidade próximos de 1,0 (< 1,5) e transportam comumente carga em suspensão ou mista, apesar de que o seu talvegue pode apresentar maior sinuosidade. Rios retilíneos modernos são pouco comuns, assim como pouco conhecidos os depósitos correlatos ao seu padrão. No geral trechos retilíneos são encontrados como antecessores à tendência de meandramento do sistema. A morfologia dos rios *meandrantés* exibe um canal único, com altos índices de sinuosidade, transportando predominantemente carga em suspensão ou mista. O padrão erosivo nas margens côncavas e deposicional nas margens convexas é típico desses canais. O padrão *anastomosado* se refere a rios com múltiplos canais sinuosos, porém estáveis, com margens coesas, separados por grandes ilhas vegetadas e áreas de

baixa declividade (MIALL, 1977). A figura 5 mostra os 4 tipos principais de padrão de canal para rios aluviais.

O sistema rio-planície de inundação consiste de um complexo de ecossistemas, incluindo o rio(s), brejos (pântanos), canais, lagos, ilhas e zonas de transição. Estes ecossistemas são interligados, notavelmente durante as fases de inundação, permanecendo mais ou menos individualizados quando a água recede. O sistema rio-planície de inundação tem como uma de suas principais características um alto grau de dinamismo geomorfológico, determinado pelos processos de erosão e sedimentação. Como uma consequência desses processos, a paisagem é constantemente modificada, e diretamente interfere nos processos de sucessão ecológica (ESTEVES, 1998).

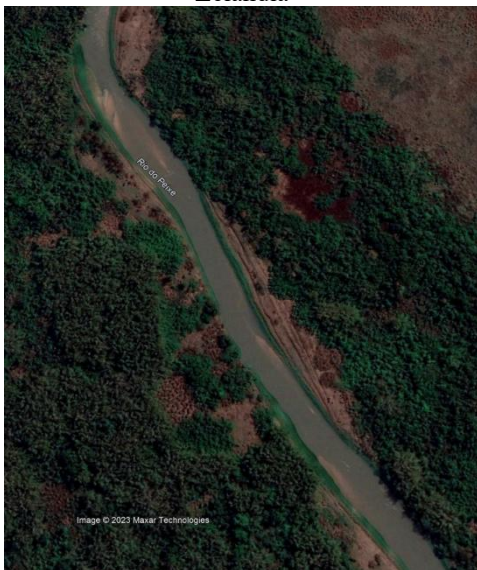
Figura 5. Exemplo de Padrões de Canais Aluviais - forma em planta.



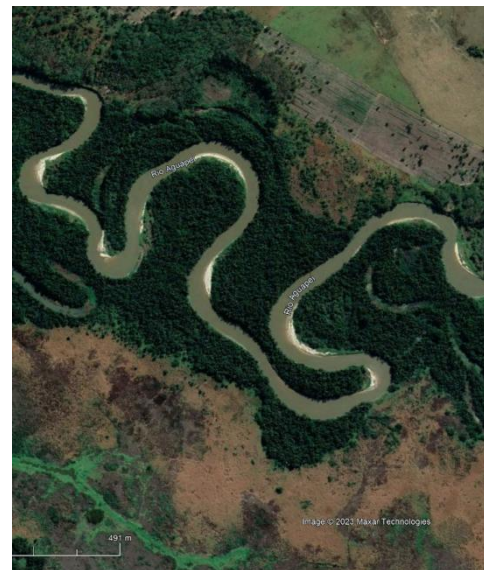
Rio Entrelaçado - Rio Rakaia, ilha Sul - Nova Zelândia



Rio Anastomosado –Rio Columbia - Canadá



Trecho Retilíneo – Rio do Peixe – Brasil



Trecho Meandrante – Rio Aguapeí - Brasil

Fonte: Imagens Google Earth.

Do ponto de vista ecológico, Interações ao longo da dimensão lateral incluem movimentos ativos e passivos de organismos entre o canal e a planície de inundação ribeirinha adjacente, e trocas de nutrientes e matéria orgânica (WARD, 1988). Além disso, muito menos interações diretas ocorrem, sendo maiores as interações provenientes do regime de inundação na composição, produtividade e estado sucessional da vegetação ciliar, que por sua vez influencia na morfologia do canal, a temperatura aquática e regimes de luz, a heterogeneidade de habitats, bem como a qualidade, quantidade e seqüência temporal de insumos alóctones (WARD, 1989).

Contudo, ambientes em desequilíbrio fluvial podem ter a inundação total com intervalos maiores, como no caso do alto rio Paraná, que apresenta recorrência de aproximadamente 5,6 anos (FERNANDEZ & SOUZA FILHO, 1995; SANTOS et al, 2001; ROCHA et al, 2001, ROCHA 2009), como fruto do estágio de ajuste do sistema rumo ao equilíbrio fluvial. Por outro lado, impacto por represamentos, causam descontinuidade no sistema (WARD & STANFORD, 1995-B) e alteram os processos de pulsos de inundação e erosão, transporte e sedimentação no canal (FERNANDEZ & SOUZA FILHO, 1995; ROCHA et al., 1998; SANTOS & STEVAUX, 2000; SANTOS et al, 2001; ROCHA et al, 2001-A,B; SOUZA FILHO et al., 2001; COMUNELLO et al., 2002; ROCHA & SOUZA FILHO, 2008; ROCHA 2009, 2010, 2011).

Os conceitos do “pulso de inundação” de Junk et al. (1989) e do “pulso hidrossedimentológico” de Neiff (1990) revelam os detalhes destas interações. Junk et al. (1989) apresentaram o conceito do pulso de inundação (FPC, Flood Pulse Concept). Propuseram que as variações (pulsão) da descarga do rio (pulso de inundação) são a maior força controladora da biota em sistemas rio-planície de inundação. As trocas laterais entre a planície de inundação (feição geomorfogenética) e o canal do rio, a reciclagem de nutrientes dentro das planícies de inundação, têm mais impacto direto sobre a biota do que o sistema espiral de nutrientes, discutido no RCC (VANNOTE et al.,1980). Os autores postularam que em grandes sistemas fluviais inalterados com planícies de inundação em ambientes temperados, subtropicais ou tropicais, o enorme volume de biomassa fluvial animal deriva diretamente ou indiretamente da produção dentro da planície de inundação, e não somente a partir do transporte para jusante da matéria orgânica produzida em qualquer parte da bacia a montante.

Tomando-se como referência o regime alternado da hidrologia do sistema e as feições geomorfológicas, dois tipos de ambientes podem ser característicos: os ambientes terrestres, que na verdade são em uma parte do ano inundados, e por conseguinte, melhor definidos como ZTAT, zona de transição aquática-terrestre (abreviatura em inglês ATTZ); e os corpos aquáticos perenes.

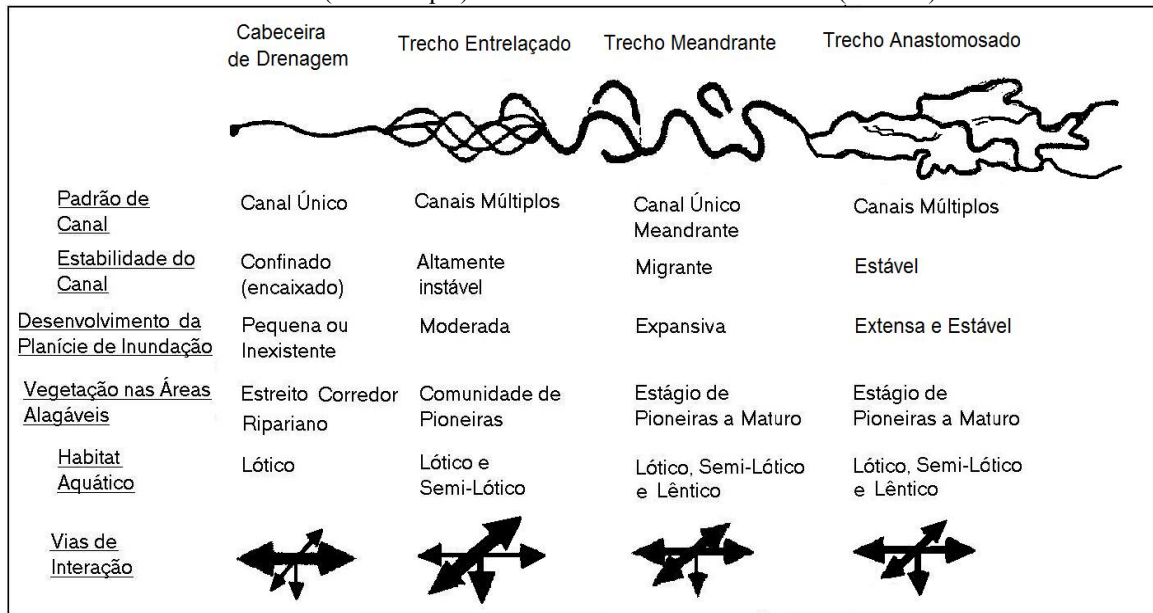
Em grandes sistemas aluviais, um pulso previsível de longa duração envolve adaptações e estratégias dos organismos para uma eficiente utilização dos atributos da ZTAT. Este pulso é conjugado com um dinâmico efeito de borda, os quais se estendem com um movimento litoral (ou lateral) através da ZTAT. Tal movimento provê uma prolongada estagnação e permite rápida reciclagem de matéria orgânica e nutrientes, e assim resultando em alta produtividade. Tal conceito revela a maior importância das trocas laterais entre o canal e a planície de inundação, do que do processamento de matéria orgânica proveniente das partes de montante do canal.

Durante este mesmo período, Neiff (1990) introduziu o conceito do pulso hidrossedimentológico, ou simplesmente pulso hidrológico, no qual se refere não somente aos efeitos do transbordamento, mas também aos efeitos de pulsos hidrológicos menores, que no conjunto compõem os pulsos que causam transbordamento. Analisa ainda os efeitos gradativos das fases (pulsos) hidrológicas sobre os diferentes corpos aquáticos e transicionais presentes em diferentes patamares topográficos na planície de inundação.

Do ponto de vista da conectividade, os processos evolutivos e a estrutura e função das formas desenvolvidas dentro de cada padrão de canal aluvial marcam qualitativamente e quantitativamente a intensidade das interações laterais. A dinâmica fluvial originada pela inundação exerce uma grande importância na manutenção da diversidade de tipos de habitats lênticos, lóticos e semiaquáticos, cada qual representado por uma diversidade de estágios sucessionais.

Ward & Stanford (1995-A) descreveram o grau de conectividade de diversos corpos aquáticos no ambiente de planície de inundação, com o canal do rio, baseados nos seus atributos estruturais e funcionais, que geomorficamente são desenvolvidos ao longo do tempo e da história geológica, hidrodinâmica e geomorfológica do sistema. Nos canais encaixados, predominam interações longitudinais; no trecho aluvial, canais entrelaçados apresentam maiores interações laterais, com certa importância dos processos hiporréicos; nos trechos meandrantés, são maiores as interações laterais, porém os aspectos topográficos permitem ainda grande interação longitudinal (figura 6).

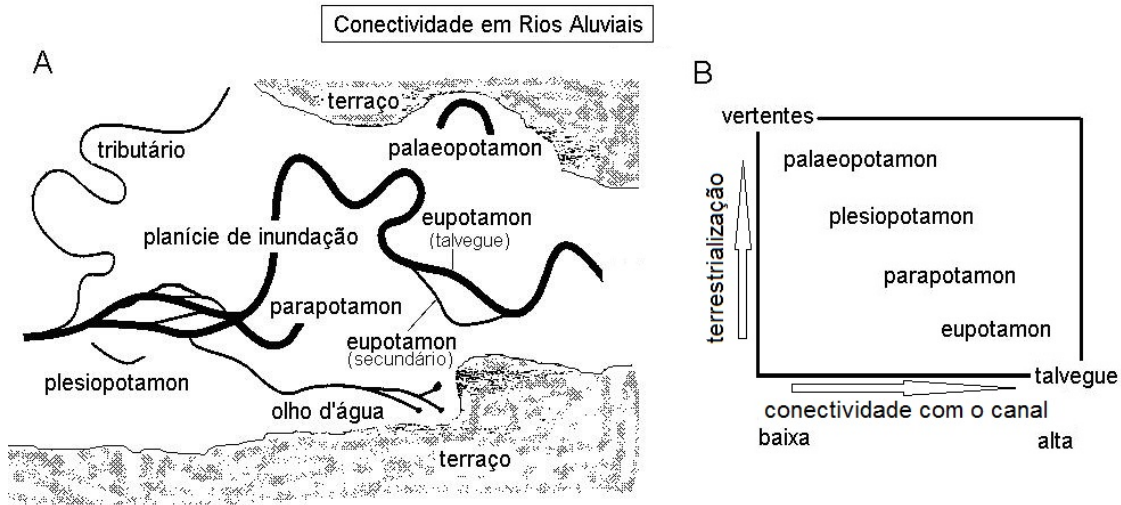
Figura 6. Sequência longitudinal de sistemas fluviais e prováveis feições gerais que distinguem os trechos. As setas indicam a relativa intensidade das interações (conectividade) longitudinais (seta horizontal), verticais (seta vertical) e laterais (seta oblíqua). Modificado de Ward & Stanford (1995-A).



Ward & Stanford (1995-B) descreveram o grau de conectividade de diversos corpos aquáticos no ambiente de planície de inundação, com o canal do rio, baseados nos seus atributos estruturais e funcionais, que geomorficamente são desenvolvidos ao longo do tempo e da história geológica, hidrodinâmica e geomorfológica do sistema, sendo também um bom exemplo de diversidade de habitats no sistema. Planícies de inundação aluviais contém uma variedade de biótopos lóticos e lênticos, incluindo o rio e seus canais laterais, olhos d'água emergentes (springbrooks), canais tributários e segmentos de canais abandonados (figura 7-A). O rio principal e seus canais laterais (braços) são designados como "eupotamon"; os braços interrompidos (dead arms) que mantém uma conexão com o canal ativo somente na parte jusante são designados como "parapotamon"; o "plesiopotamon" são segmentos de formato entrelaçado que se tornaram desconectados do canal principal; o "palaeopotamon" são formados de curvas de meandros (oxbow lakes) que tornaram-se desconectados. Esta terminologia é utilizada no reconhecimento das diferenças ecológicas entre os corpos aquáticos (que são formas construídas no desenvolvimento geomórfico do sistema fluvial) da planície de inundação, baseada nos atributos como conectividade, trajetória sucessional e estrutura das comunidades. Os corpos aquáticos da planície de inundação podem estar arranjados ao longo de um gradiente de conectividade com o canal principal ou com o talvegue, como descrito na figura 7-B.

Contudo pode ser aplicada aos sistemas tropicais, cujas transformações pleistocênicas e holocênicas permitem a presença de feições atuais e préatuais na várzea, desde que possam ser conectadas pelos pulsos do regime hidrológico atual (clima úmido).

Figura 7. Aspectos da conectividade no sistema rio-planície de inundação. A) tipos de corpos aquáticos, baseados em atributos estruturais e funcionais; B) conectividade relativa dos corpos aquáticos da planície de inundação com o canal principal do rio. Adaptado de Ward & Stanford (1995-B).



Segundo Amoros & Bornette (2002), dentro de uma paisagem fluvial, a dinâmica do rio resulta na mudança de mosaicos em duas escalas espaciais (a escala de várzea e a escala de cada corpo d'água). Na escala de várzea, corpos aquáticos criados por processos fluviais através de erosão lateral, bem como erosão vertical, e a migração do canal e posterior abandono, incluem braços de rios, lagoas, canais de corte de braided ou de meandros, lagos de ferradura, lagoas de várzea e brejos (DRAGO, 1976; WARD & STANFORD, 1995-A,B; ROCHA, 2010).

Nesta escala, a diversidade de condições de habitat bióticas importantes resulta principalmente de: (1) a distância para o rio (isto é, a massa de água para a várzea); (2) a existência de conexões permanente ou temporárias para com o rio; e (3) o tamanho e forma do corpo de água, que pode ser descrito pelo seu comprimento, largura, profundidade e sinuosidade. Dentro de uma planície de inundação, a sinuosidade, resultante da inclinação relativa de cada corpo d'água, combinada com a capacidade hidráulica (largura profundidade) determinam a velocidade do fluxo e o conseqüente potencial de escoamento e transbordamento do rio durante as cheias. A dinâmica fluvial também pode instigar o deslocamento do mosaico na escala de cada corpo aquático na várzea. Na escala do corpo aquático, pode se observar manchas de pequenas áreas desmatadas resultantes da remoção de vegetação e erosão do substrato, bem como barras recentemente depositados (AMOROS & BORNETTE, 2002)

Estudos direcionados ao entendimento da conectividade entre ambientes do sistema fluvial do Alto Rio Paraná e os canais principais observaram que as feições associadas ao atual padrão de drenagem são os diversos tipos de barras, na calha principal, e as áreas de acumulação associadas aos baixios, lagoas e a canais abandonados recentemente, além de alguns depósitos

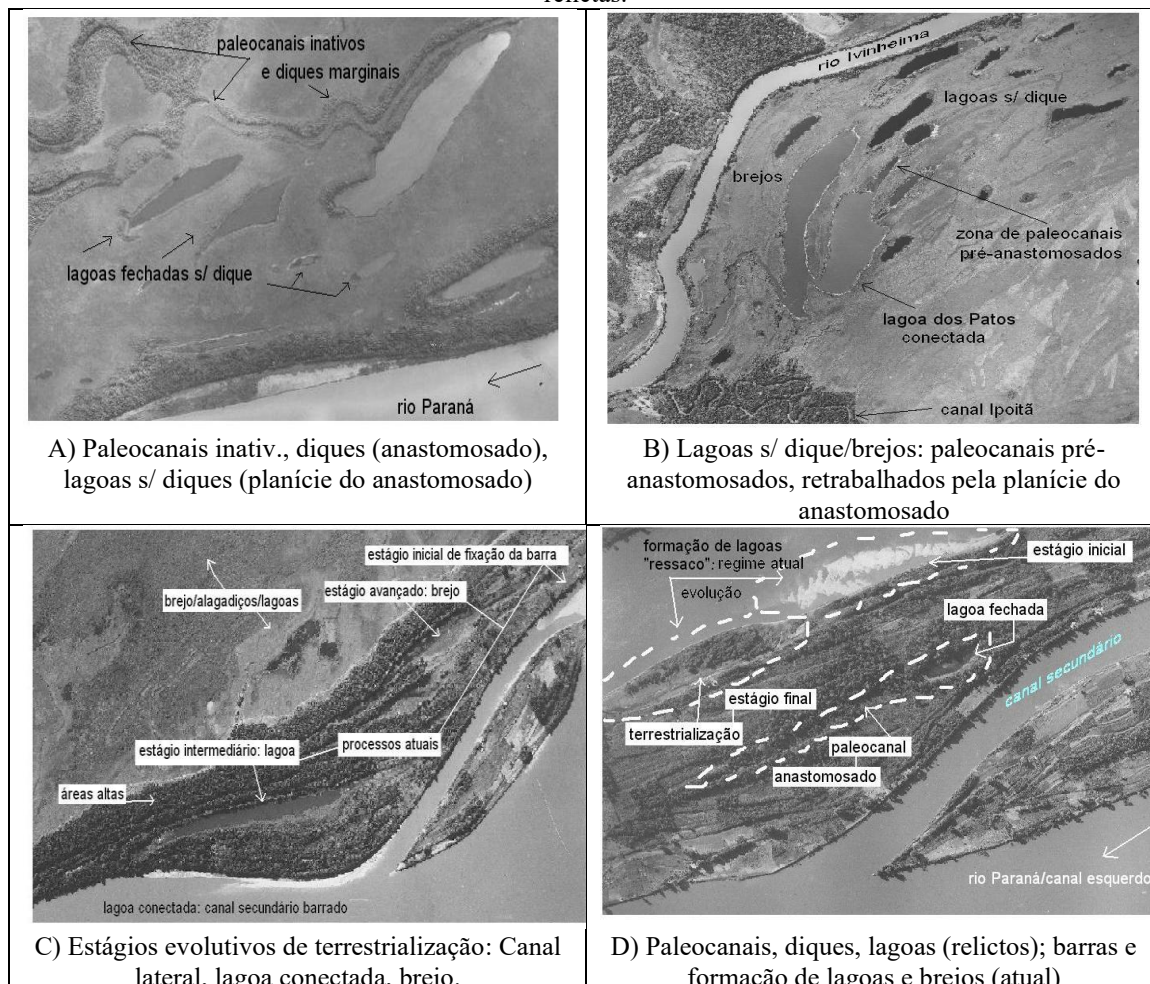
de rompimento de dique (crevasse) pontuais. Fora os canais e as lagoas perenes, os demais elementos desta paisagem representam as áreas secas, passíveis de alagamento somente em períodos de transbordamento, podendo ser interpretadas também como zona de transição aquático-terrestre (ZTAT) (JUNK et al., 1989; SOUZA FILHO & STEVAUX, 1997; ROCHA, 2010).

Segundo Rocha (2010), a conectividade dos ambientes (habitats) aquáticos e transicionais se configura conforme a evolução morfológica dos sistemas fluviais atuais e relictos no trecho do sistema alto rio Paraná estudado (figura 8):

- Os diques marginais são formas deposicionais de transbordamento, de textura areno-argilosas, que ocorrem acompanhando a margem dos canais ativos e inativos do sistema. Se destacam na paisagem pela posição mais alta dos depósitos e pela presença de vegetação arbórea bem desenvolvida. Ocorrem em grande densidade nas ilhas da calha principal. Sua gênese está ligada ao regime anastomosado relictos, retrabalhados pelo sistema atual. Delimitam os brejos e as lagoas, nas ilhas e nos pequenos trechos de planície na margem esquerda. Formam o conjunto de partes altas, com vegetação arbórea, servindo de abrigo para muitas espécies durante as cheias.
- Os paleocanais inativos originam as partes baixas e baixios das pequenas áreas de bacia de inundação nas ilhas e na margem esquerda do rio Paraná (como na planície do canal Cortado), também referidas como brejos, além de lagoas temporárias e perenes, cujas formas podem tanto ter sua gênese ligada ao sistema anastomosado, como ao sistema atual. Aquelas relacionadas ao sistema anastomosado têm menor rapidez no processo evolutivo de sucessão hídrica (terrestrialização), de que aquelas nas quais os diques são pouco desenvolvidos ou inexistem, relacionados com o regime atual. Os pequenos brejos ou lagoas, quando sem conexão com canais ativos, tem grau de conectividade correlatos ao palaeopotamon, e quando conectados ao rio Paraná em uma das extremidades, funcionam como o parapotamon. Aqueles canais abandonados pela dinâmica atual resultam em ambientes de lagoa e várzea, seqüencialmente, com altitudes mais baixas que aqueles do anastomosado, e conectividade correlata ao plesiopotamon.
- Os canais ativos se apresentam como ambientes lóticos em diversas dimensões, mas no trecho multicanal, destacam se dois principais, nas margens direita (mais raso) e esquerda (mais profundo) e diversos pequenos canais que cortam as ilhas (secundários). Tais canais têm sua gênese ligada aos processos de erosão dos depósitos relictos e escavação do leito pelo regime hidrológico atual, com a reativação de alguns paleocanais do sistema

anastomosado relictos, como alguns daqueles que cortam as ilhas, considerados como secundários.

Figura 8. Fotos ilustrativas das feições na planície fluvial e calha atual do rio Paraná: Superimposição de formas atuais e relictas.

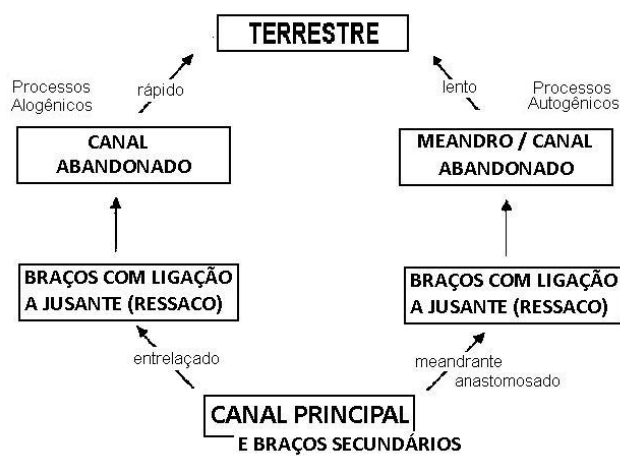


A heterogeneidade espaço-temporal dos sistemas rio-planície de inundação é, antes de tudo, responsável por uma diversidade morfológicas associadas com a evolução geomórfica, que sustenta assim uma diversidade de habitats aquáticos dinâmicos. A diversidade de habitats é melhor conhecida pelas diferentes idades (estágios de desenvolvimento) de vários tipos de corpos aquáticos. Níveis de perturbações naturais mantêm a integridade ecológica dos ecossistemas fluviais aluviais. Do ponto de vista da evolução desse tipo de ecossistema, a "sucessão" dos ambientes rumo ao abandono ou terrestreização pode ser considerada a partir de duas diferentes perspectivas (figura 9): (1) sucessão hídrica/geomórfica dos corpos aquáticos da planície de inundação, podendo seguir por duas vias, considerando processos alogênicos ou autogênicos; e (2) sucessão da floresta (vegetação) aluvial (Ward & Stanford, 1995-B). No entanto, nas duas perspectivas, é muito notável que os estágios evolutivos em sistemas naturais

são diretamente relacionados com a característica evolutiva (tempo) dos diferentes padrões de canal e suas planícies de inundação, considerando-se a mesma escala de tempo, envolvendo sua hidrologia, tipo de sedimentos e o clima.

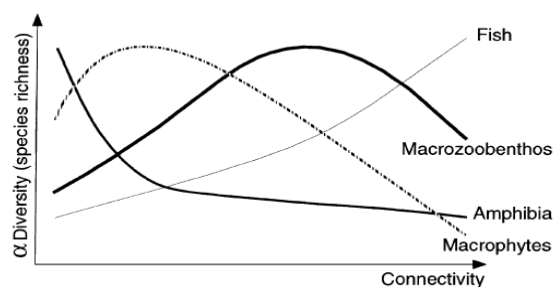
A complexidade dos padrões de biodiversidade resultante sobre gradientes de conectividade na paisagem fluvial e várzea são resultados também da diversidade taxonômica. Esta diversidade, por sua vez, depende das exigências ecológicas das espécies, a sua abrangência de nicho e suas estratégias de história de vida.

Figura 9. Sucessão hídrica de corpos aquáticos da planície de inundação mediante duas trajetórias (autogênica e alogênica), relacionada ao padrão de canal e seus processos geomórficos, hidrológicos e ecológicos (baseado em Ward & Stanford, 1995-b).



Por exemplo, no rio Danúbio (Áustria), estudado por Tockner et al. (1998 em AMOROS & BORNETTE, 2002), a maioria das espécies de peixes foram registrados nas massas de água mais conectadas, enquanto anfíbios atingiram o pico em corpos d'água desconectados. Macroinvertebrados bentônicos foram ricos em espécies em corpos aquáticos ligados dinamicamente, enquanto macrófitas atingiram o pico em corpos d'água semi-desconectados (figura 10) (AMOROS & BORNETTE, 2002).

Figura 10. Diferentes padrões de diversidade de biota idealizados em relação a conectividade do rio com a planície de inundação no Rio Danúbio, Áustria (modificado de Tockner et al., 1998 em Amoros & Bornette, 2002).



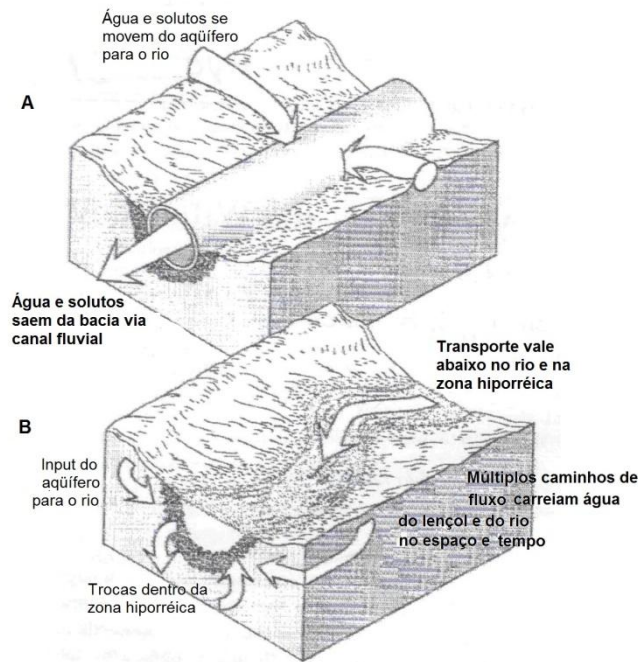
### 3.2.3 A Dimensão Vertical

A dimensão vertical no entendimento dos fluxos e conectividade se dá entre águas superficiais, lençol subterrâneo e suas interações (WARD 1989; AMOROS & BORNETE, 2002). É sempre importante reconhecer que os corpos aquáticos não são puramente feições superficiais; rios e canais constantemente interagem com a água subterrânea (aquífero) e trocam água, compostos químicos e organismos. Ao longo do perfil longitudinal, o rio muitas vezes varia entre trechos como influente, onde a água de superfície do canal entra para baixo no aquífero, e trechos como efluente, onde o canal recebe água adicional do lençol subterrâneo.

Stanford & Ward (1993) propuseram o conceito de corredor hiporréico, definido sob três diferentes contextos: é uma zona do lençol subterrâneo, penetrada por organismos anfibiônicos de canais; é uma zona do lençol subterrâneo na qual a dinâmica química microbiana exerce controle sobre os ciclos materiais nos canais ativos e vegetação ripariana associada; e fisicamente a zona hiporréica inclui o volume do lençol subterrâneo que pode ser hidraulicamente interativo a hidrógrafa do canal durante curto período do tempo (por ex. horas). O tamanho da zona hiporréica é temporalmente dinâmico e determinado pela porosidade e ainda, relativo ao volume de água recarregando o freático a partir do canal, ou o canal a partir do aquífero. Como planícies de inundação de variados tamanhos estão presentes ao longo do rio, parece intuitivo que ligações longitudinais poderão ocorrer. Entretanto, as ligações longitudinais variam entre escalas espaciais e temporais. A figura 11-A mostra o conceito comum de que a entrada líquida para o escoamento na calha principal se dá através da relativa recarga do canal a partir do aquífero (lateral) somado ao volume do escoamento proveniente de montante (BENCALA, 2001). Na figura 11-B a zona hiporréica é considerada parte do continuum água subterrânea/água superficial originada tanto da água do aquífero quanto do canal do rio (WHITE, 1993; HINKLE et al., 2001).

Em planícies de inundação fora de fase (transbordamento com recorrência superior a 3 anos), torna-se de grande importância o entendimento do movimento sub-superficial e subterrâneo lateral e longitudinal da água, e das contribuições pelas vertentes. Vários corpos aquáticos passam longos períodos sendo mantidos apenas por este tipo de conexão (p.ex. períodos sem transbordamento), e diversos processos, principalmente ecológicos, se desencadeiam (ROCHA, 2010).

Figura 11. Interações água subterrânea/água superficial: (A) em um rio com entrada direta do freático para o fluxo do canal; (B) conceito alternativo no qual a água subterrânea e a água do rio interagem com os materiais do aquífero adjacente ao canal do rio. Fonte: Hinkle et al. (2001).



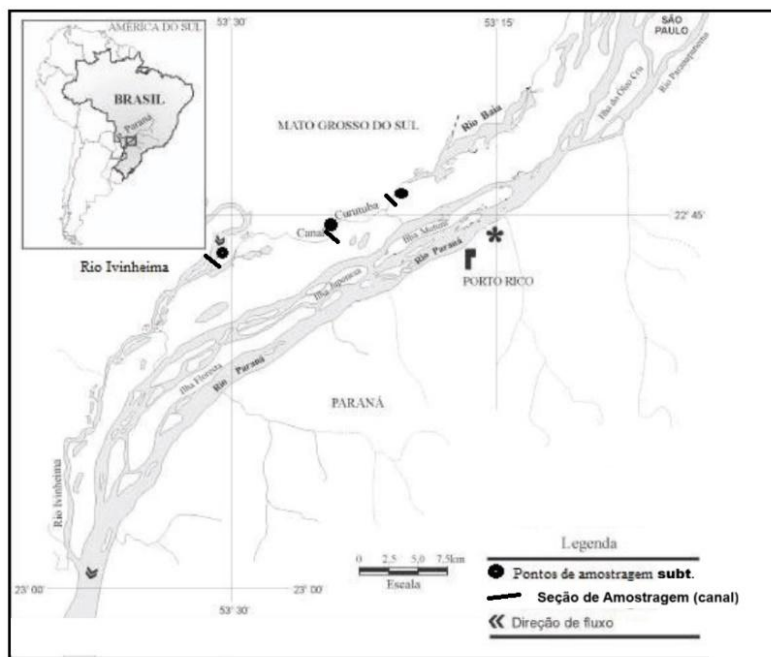
Segundo Comunello et al. (2002) em estudos na região do Alto Rio Paraná, a região de confluência entre o canal Curutuba e o rio Ivinheima é uma região crítica, do ponto de vista da ocorrência de inundações, pois tanto sofre os efeitos do rio Ivinheima, quanto do rio Paraná. Tal área é representada por inúmeras lagoas e baixios (paleocanais), havendo inúmeras interações superficiais e subterrâneas entre os ambientes lóticos e lênticos, em diferentes estágios de sucessão hídrica, como já apresentados neste capítulo. Esta é a área primeiramente inundada, tanto em cheias coincidentes entre os rios Paraná e Ivinheima, quanto em eventos isolados do rio Paraná ou do rio Ivinheima, ou ainda em chuvas intensas locais (COMUNELLO et al., 2002; ROCHA, 2010).

Segundo estes autores, as águas dos diferentes canais do sistema podem misturar-se em diferentes intensidades com águas provenientes do aumento do nível ou transbordamento dos rios Paraná e Ivinheima. Tal fato acaba provocando diferentes intensidades no processo de homogeneização das características físicas e químicas das águas superficiais. Em vista dessa dinâmica hidrológica dos níveis fluviométricos dos rio Paraná e Ivinheima, torna-se de grande importância entender o movimento subterrâneo lateral da água, tanto no sentido rio-planície fluvial quanto no sentido planície fluvial-rio, visto que vários ambientes na planície fluvial passam longos períodos somente mantidos por esse tipo de interação. Para averiguar essa interação lateral entre ambientes, águas superficiais e subterrâneas, Rocha e Bota (2017)

estudaram 3 (três) subsistemas na área de planície fluvial destes sistemas: rio Baía, Canal Curutuba e o rio Ivinheima, ao longo de um período sazonal (Figura 12).

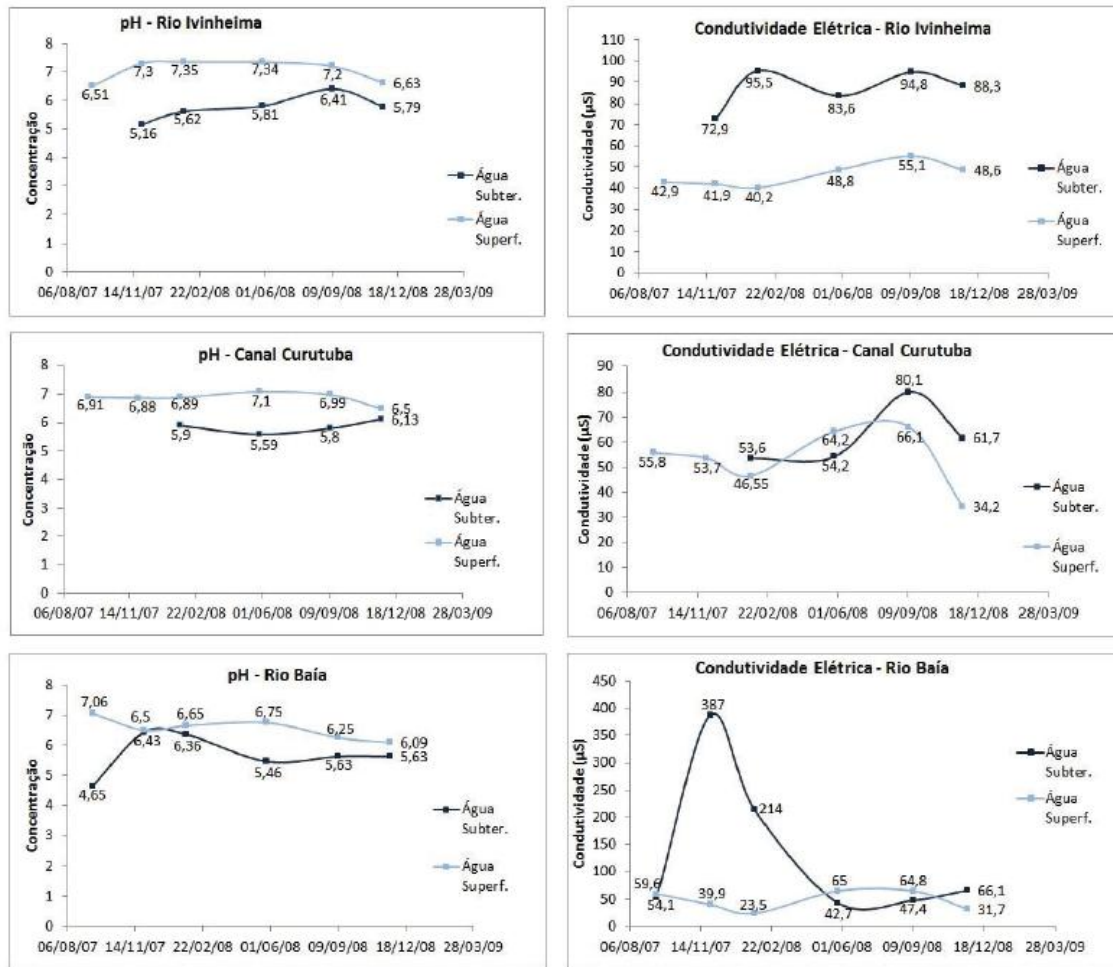
Assim, os autores avaliaram algumas características físicas (temperatura) e químicas (pH e condutividade elétrica), tanto da água superficial (canal do rio Baía, canal Curutuba e rio Ivinheima), como da água subterrânea em ambiente próximo do canal além do dique marginal (figura 12), possibilitando-se averiguar interações abióticas entre os ambientes.

Figura 12. Localização das seções e pontos de amostragem na análise de interações água subterrânea/água superficial (Fonte: Rocha e Bota, 2017). Esboço Adaptado de Agostinho et al. (2007).



A interpretação sazonal dos dados mostra certos relacionamentos episódicos (Figura 13). Os gráficos apresentam momentos em que há comportamento em relacionamento direto e momentos onde o comportamento apresenta relacionamentos inversos. Os valores observados de pH tenderam para maior acidez das águas subterrâneas. Observaram-se maiores valores de Condutividade na água subterrânea, com algumas oscilações e em alguns momentos menores valores que nas águas superficiais. Os maiores valores foram observados nos subsistemas rio Ivinheima e rio Baía.

Figura 13. Interações entre pH e Condutividade nas águas subterrâneas e superficiais em ambientes da Planície de Inundação do Alto rio Paraná (Fonte: Rocha e Bota, 2017).



Fato importante é o efeito esponja das planícies aluviais. Considerando o intervalo de tempo entre duas cheias, ou duas vazantes, o nível de ressecamento dos ambientes aquáticos e transicionais irá variar conforme a capacidade de armazenamento dos depósitos, dada principalmente pela composição sedimentar e influenciada pela orientação estratigráfica dos mesmos. É de grande importância a interpretação estratigráfica, estudo de fácies e paleoformas associadas, com respeito à capacidade de absorção e de escoamento subterrâneo nos diferentes ambientes da planície. Tal fato pode ser evidenciado pelas diferenças de tempo das ondas de cheia entre períodos normais e após longas estiagens, entre duas seções (ROCHA, 2010).

Assim, Rocha e Bota (2017) inferiram que os ambientes amostrados evidenciam situações distintas em relação a interações hidrométricas. Os ambientes dos rios Ivinheima e Baía apresentam níveis subterrâneos comumente mais elevados que os níveis fluviais. Já a região do canal Corutuba, apresenta nível de água subterrânea comumente mais baixo que o nível do canal. Quanto à sazonalidade, as diferenças tendem a aumentar conforme os níveis hidrométricos

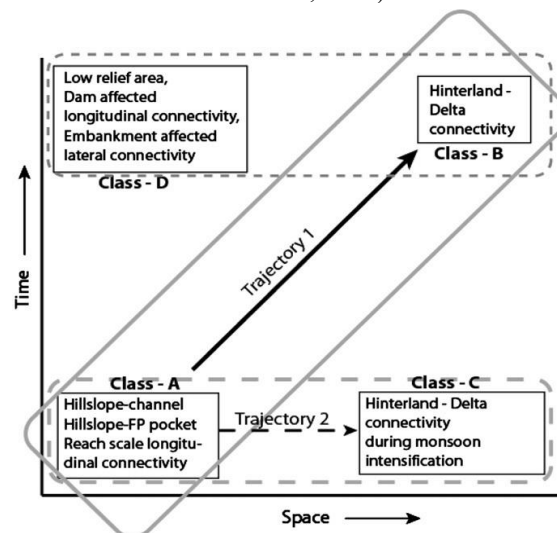
fluviais aumentam nos rios. Isso se deve ao fato de que nos ambientes abertos, as respostas hidrológicas são mais rápidas, como era de se esperar.

### 3.2.4 A Dimensão temporal de conectividade

A magnitude ou tipo de conectividade espacial e suas interações podem mudar com o tempo, o que lhe garante a quarta dimensão. A maior parte dos estudos se baseiam na escala de tempo curto, relacionado assim com estudos de processos modernos. O conceito de conectividade em grande escala espacial e em prazos mais longos é destacado por Harvey (2002) em sua análise detalhada de conectividade em diferentes escalas espaciais. A natureza temporal da variabilidade pode ser conduzida por tectônica, clima, ou no uso da terra. Mudança de uso da terra e biomassa florestal podem resultar na diminuição da rugosidade canal, aumento do suprimento de sedimentos. A construção de barreiras de engenharia civil pode causar aumento ou diminuição da declividade do canal, dependendo do setor analisado (BRANDT, 2000). Todas estas atividades alteram a conectividade em um sistema fluvial. E a variação temporal da conectividade resulta em diferentes conjuntos de processos e morfologias (JAIN & TANDON, 2010).

Segundo estes autores, com base na escala de espaço e tempo, a natureza da conectividade pode ser dividida em quatro classes: (A) pequeno espaço e curta escala de tempo, (B) grande espaço e longa escala de tempo, (C) grande espaço e curta escala de tempo, e (D) pequeno espaço e longa escala de tempo (Figura 14).

Figura 14. Natureza da conectividade em um diagrama de tempo-espço e sua inter-relação: Classe A: curto espaço de tempo-espço pequeno conectividade; classe B: conectividade espaço de tempo grande de comprimento; classe C: conectividade espaço de tempo grande de curta distância; classe D: conectividade espaço de tempo pequeno de comprimento. Integração progressiva das classes sucessivas é definida através de diferentes trajetórias (JAIN & TANDON, 2010).



## 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

---

A conectividade como conceito tem sua base na teoria geral dos sistemas. Assim, seu uso está aplicado em conjuntos de trocas de energia e matéria. Assim também tem caráter interdisciplinar.

Torna-se importante identificar, conforme os objetivos do estudo, os elementos de conectividade estrutural e funcional nos sistemas geomorfológicos e hidrológicos. Os elementos estruturais tendem a ser estáticos e os elementos funcionais, de caráter processual e dinâmico.

Os compartimentos ou partes do sistema geomórfico mantém conectividade em diferentes escalas no tempo e espaço. Assinaturas de conectividade podem ser detectadas usando diversos indicadores que variam de processos contemporâneos a registros estratigráficos. Muitas metodologias têm sido utilizadas para a análise de elementos como sinais de conectividade no sistema geomorfológico.

Autores observam a necessidade de incluir e conceituar sistematicamente o papel dos diferentes tipos de agentes humanos que alteram as relações de conectividade em sistemas geomórficos e de integrar noções de interações homem-ambiente com conceitos de conectividade em geomorfologia para explicar melhor as causas e trajetórias das mudanças nos processos e na paisagem natural.

Ainda há uma lacuna de conhecimento sobre a relação entre as propriedades de uma chuva torrencial e efeitos na conectividade hidrológica e a necessidade de uma variável quantitativa que pode ser medida no campo. Contudo, alguns estudos estão disponíveis considerando a conectividade hidrológica na escala da bacia de drenagem e com a quantificação no campo das vias de escoamento superficial.

A conectividade Hidrológica pode ser definida como a ligação física da água e do sedimento através do sistema fluvial e esta definição é independente da escala, o que torna o conceito de conectividade hidrológica muito útil. Na escala da bacia de drenagem, a geomorfologia de uma paisagem e o impacto humano na planície de inundação, como represas e reservatórios determinam a conectividade hidrológica.

Considerando as interações entre os sistemas fluviais e a planície de inundação, a conectividade hidrológica entre os canais fluviais e as planícies de inundação é fundamental para o entendimento dos processos ecológicos, geomórficos, bem como hidrológicos ao longo dos corredores fluviais.

Assim, a conectividade sedimentológica diz respeito à transferência conectada de sedimentos de uma área fonte para uma saída do sistema, através do destacamento e transporte de sedimentos, controlado pela forma como os sedimentos se movem entre as zonas geomorfológicas na paisagem. A conectividade de sedimentos ocorre através de vetores de transporte (por exemplo, água, vento, geleiras, gravidade e animais) que movem estes materiais, sobre uma variedade de escalas espaciais e temporais.

A conectividade de sedimentos é baseada na interação de componentes estruturais (morfologia) e componentes processuais (fluxo de vetores de energia / transportes e materiais) que determinam o comportamento em longo prazo do fluxo de sedimento, que por sua vez se manifestará como uma alteração na forma de relevo.

O funcionamento das bacias de drenagem, a conectividade entre o escoamento gerado nas encostas e no fluxo do canal é de suma importância e também é analisado com a utilização do termo acoplamento. Há necessidade de se definir as variáveis relacionais em diferentes dimensões, sejam elas longitudinal (canais fluviais – canal principal), Laterais (encosta – canal e canal – planície de inundação), verticais (superfície – subsuperfície), servindo para análise de água, sedimentos, nutrientes, o que pode ser útil para a análise de outros elementos, como fertilizantes ou pesticidas.

Observa-se também que muitos autores, em especial no campo da hidrologia e sedimentologia tem abordado a conectividade a partir da elaboração de algoritmos específicos entre os elementos de conectividade, com análises mais específicas da conectividade (na dimensão longitudinal em geral), com alguma complexidade, dependendo do objetivo a ser alcançado. Contudo, alguns elementos de conectividade podem ser suficientes para o entendimento processual, seja na dimensão longitudinal, vertical ou lateral, o que permite descomplicar a utilização de correlações estatísticas ou algoritmos a serem usados como modelos. Este texto irá se preocupar com a descomplicação matemática no estudo da conectividade e enfoque ambiental e geográfico.

Nos ambientes fluviais aluviais há uma diversidade de ambientes em diferentes estágios evolutivos nos sistemas rio-planície de inundação e quando investigados em detalhe, podem auxiliar sobremaneira as interpretações ambientais de comportamento espacial e temporal de variáveis utilizadas na interpretação da conectividade hidrodinâmica em diferentes dimensões espaciais (longitudinal, lateral e vertical).

A morfologia dos sistemas fluviais e a origem das planícies de inundação estão diretamente relacionados com o ajuste entre a energia do sistema fluvial, dada pelo perfil longitudinal do rio e pelas variáveis da geometria hidráulica num trecho do canal, e a carga e

calibre do material detrítico proveniente das encostas, intimamente relacionado com as litologias e o clima na bacia. Neste ajuste, na busca do perfil ideal de equilíbrio, a planície de inundação surge como uma forma deposicional, onde os sedimentos são estocados. Num pequeno intervalo de tempo, sob condição de equilíbrio, a taxa de entrada de sedimentos é igual a taxa de saída. O estágio de margens plenas assume o papel mais importante na evolução do sistema rio-planície de inundação, pois os processos de acreção lateral e vertical e de abandono de canais estão diretamente associados a tal estágio. Assim, em situação de equilíbrio, o sistema evolui na mesma taxa de ocorrência dos eventos hidrológicos mais importantes, como o débito com recorrência de 1,58 anos (aqui mencionado como o de margens plenas).

A planície de inundação, seja do ponto de vista morfológico, específico ou genético, apresenta direta relação com o canal fluvial, desde que esta seja contemporânea com o regime hidrodinâmico do canal (energia e tipo de carga). Assim, a morfologia e facies da planície de inundação apresentam-se como uma recíproca da morfologia e facies exibida pelos canais dos diferentes tipos e subtipos de padrões fluviais, seja o meandrante, anastomosado ou entrelaçado, apresentando também uma identidade com a energia no sistema.

A geomorfologia, os depósitos e a hidrodinâmica assumem grande importância na estrutura e função dos ecossistemas rio-planície de inundação. Um alto grau de heterogeneidade espaço-temporal nestes ambientes aluviais promovem uma grande biodiversidade. Tal riqueza está relacionada diretamente à uma grande diversidade de habitats e ecótonos, cuja dinâmica fluvial originada pela inundação é responsável pelos diferentes estágios sucessionais dos ambientes aquáticos. Estas características da dinâmica processual nestes sistemas subsidiam toda a aplicação dos conceitos de conectividade hidrodinâmica na dimensão rio-planície de inundação.

Também as características hidrodinâmicas assumem grande importância na estrutura e função dos ecossistemas rio-planície de inundação. Um alto grau de heterogeneidade espaço-temporal nestes ecossistemas promove uma grande riqueza de espécies. Tal riqueza está relacionada diretamente a uma grande diversidade de habitats e ecótonos, cuja dinâmica fluvial originada pela inundação é responsável pelos diferentes estágios sucessionais dos ambientes aquáticos, próprios da evolução geomorfológica do sistema.

As características morfológicas e sedimentares atuais e pretéritas, associadas à hidrodinâmica no sistema fluvial são responsáveis pela diversidade espaço-temporal dos processos ecológicos nos seus diferentes sub-ambientes. Tais características, associadas com o aspecto geomórfico evolutivo do sistema, conduz a uma alta diversidade de habitats terrestres, transicionais e aquáticos, em diferentes estágios sucessionais de terrestrialização, como canais

principais, canais semi-lóticos (secundários), lagoas conectadas, lagoas fechadas, baixios e áreas baixas, áreas de transição (zfat) e áreas permanentemente secas, as quais estão associadas aos estágios de utilização e abandono dos canais do sistema principal e dos paleocanais na planície de inundação, em concordância com o estado de equilíbrio do sistema canal fluvial e sua planície de inundação.

A conectividade pode ser definida pela maneira como organismos, matéria e energia interligam os ecótonos entre unidades ecológicas adjacentes. A conectividade também se refere à extensão na qual nutrientes, matéria orgânica e outras substâncias cruzam os ecótonos. A conectividade hidrológica, em especial, se refere à transferência de água entre o canal do rio e a planície de inundação e entre os compartimentos da superfície e subsuperfície, e tem maiores implicações para os padrões de biodiversidade. Isto é devido, em parte, à função que a conectividade hidrológica desempenha na estruturação dos padrões sucessionais no sistema rio-planície de inundação. Estes aspectos devem ser entendidos no conjunto da evolução do sistema geomorfológico fluvial e dos diferentes estágios das feições presentes no rio e na planície de inundação

## REFERÊNCIAS

---

### CAPÍTULO 1

AMOROS C., BORNETTE G., Connectivity and biocomplexity in waterbodies of riverine floodplains. *Freshwater Biology* 47: 761–776. 2002.

ANDREAZZINI, M.J., DEGIOVANNI, S.B., BENITO, M.E., ECHEVARRIA, K.V., Development and application of a sediment connectivity index to small fluvial catchments: a case study in Arenoso stream, Córdoba, Argentina. *Environmental Earth Sciences* 80:301 – Springer, 2021.

BAARTMAN, J. E. M.; MASSELINK, R.; KEESSTRA, S. D.; TEMME, A. J. A. M., Linking landscape morphological complexity and sediment connectivity. *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 1457–1471. 2013.

BORSELLI, L., CASSI, P., TORRI, D., Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena* 75. 268–277. 2008.

BRACKEN, L. J., TURNBULL, L., WAINWRIGHT, J., BOGAART, P., Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surf. Process. Landforms*. 2014.

BRACKEN, L. J., & CROKE, J., The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrol. Process.* 21, 1749–1763 p. 2007.

BRIERLEY, G., FRYIRS, K., JAIN, V., Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. *Journal compilation* © Royal Geographical Society (with The Institute of British Geographers), *Area*, 38.2, 165–174. 2006.

COOPER, J.R, WAINWRIGHT, J., PARSONS, A.J., ONDA, Y., FUKUWARA, T., OBANA, E., KITCHENER, B., LONG, E.J., HARGRAVE, G.H., A new approach for simulating the redistribution of soil particles by water erosion: a marker-in-cell model. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface* 117. 2012.

CROKE, J., MOCKLER, S., FOGARTY, P., TAKKEN, I., Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology* 68, 257–268. 2005.

FRYIRS, K.A., (Dis)connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surf. Process. Landf.* 38, 30–46. 2013.

FRYIRS, K.A., BRIERLEY, G.J., PRESTON, N.J., KASAI, M., Buffers, barriers and blankets: the (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena* 70, 49–67. 2007.

HARVEY, A. M., Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44, 175–201. 2002.

- HECKMANN, T. & SCHWANGHART, W., Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment — Exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology* 182, 89–103. 2013.
- HOOKE, J. M., Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56, 79–94 p. 2003.
- HOOKE, J.M., Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology* 79, 311–335. 2006.
- HUDSON, P.F., SOUNNY-SLITINE, M.A., LAFEVOR, M., A new longitudinal approach to assess hydrologic connectivity: Embanked floodplain inundation along the lower Mississippi River. *Hydrol. Process.* 27, 2187–2196. 2013.
- JAIN, V. & TANDON, S.K., Conceptual assessment of (dis)connectivity and its application to the Ganga River dispersal system. *Geomorphology* 118, 349–358. 2010.
- JUNK, W.J.; BAYLEY, P.B. & SPARKS, R.E., The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. In: D.P. Dodge (Ed). *Proceedings of the International Large River Symposium*. Can. Spec. Public. Fish. Aquat. Sci., 106. 110-127 pp. 1989.
- KING, M., JONG, M.V.Z & COWX, I.G., A dynamic dendritic connectivity assessment tool for the planning and design of barrier mitigation strategies in river networks. *Landsc Ecol.* 38:1431–1446 – Springer. 2023.
- LESSCHEN, J.P., SCHOORL, J.M., CAMMERAAT, L.H., Modeling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. *Geomorphology* 109, 174–183 p. 2009.
- LEXARTZA-ARTZA, I. & WAINWRIGHT, J., Making connections: changing sediment sources and sinks in an upland catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 36: 1090–1104. 2011.
- LIU, C., CHEN, Y., FANG, G., ZHOU, H., HUANG, W., LIU, Y., WANG, X., LI, Z., Hydrological Connectivity Improves the Water-Related Environment in a Typical Arid Inland River Basin in Xinjiang, China. *Remote Sens.* 14, - MDPI, Basel, Switzerland. 2022.
- MAHLUMA, M., KEHLER, D., COTEB, D., STANFIELD, L., Assessing the Biological Relevance of Aquatic Connectivity to Stream Fish Communities. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences.* 2014.
- MICHAELIDES, K., AND WAINWRIGHT, J., Modelling the effects of hillslope-channel coupling on catchment hydrological response. *Earth Surf. Processes Landforms*, 27, 1441–1457, doi:10.1002/esp.440. 2002.
- MONTGOMERY, D. R., *Geomorphic Processes and Riverine Habitat*. Water Science and Application Vol. 4, pages 247-253. 2001.
- NEIFF, J.J., Ideas Para la Interpretacion Ecologica del Parana. *Interciencia*, vol 15, n. 6. 424-440 pp. 1990.

- POEPPL, R. E., KEILER, M., VON ELVERFELDT, K., ZWEIMUELLER, I., GLADE T., The influence of riparian vegetation cover on diffuse lateral sediment connectivity and biogeomorphic processes in a medium-sized agricultural catchment, Austria. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. Swedish Society for Anthropology and Geography. 511-529 p. 2012.
- POEPPL, R.E., KIRSTIE, A., FRYIRS, A., TUNNICLIFFE, J., GARY, C., BRIERLEY, J., Managing sediment (dis)connectivity in fluvial systems. *Science of the Total Environment* 736 139627. Elsevier. 2020.
- POOLE, G.C., STANFORD, J. A., FRISSELL, C. A., RUNNING, S. W., Three-dimensional mapping of geomorphic controls on flood-plain hydrology and connectivity from aerial photos. *Geomorphology* 48, 329–347 p. 2002.
- SANDERCOCK P.J. & HOOKE, J.M., Vegetation effects on sediment connectivity and processes in an ephemeral channel in SE Spain. *Journal of Arid Environments* 75, 239 – 254 p. 2011.
- SCOWN, M.W., THOMS, M.C., The discontinuum of river networks: the importance of geomorphic boundaries. *Landsc Ecol* 38:1307–1319 – Springer. 2023.
- SHEN, M., LIU, X., Assessing the effects of lateral hydrological connectivity alteration on freshwater ecosystems: A meta-analysis. *Ecological Indicators* 125, 107572 – Elsevier. 2021.
- SHIELDS JR, F. D., KNIGHT, S. S., STOFLETH, J. M., WREN, D. G., Towards a basis for designing backwater and side channel restorations, in *Proceedings of the 33rd IAHR Congress, Int. Assoc. for Hydraul. Res., Madrid*. 2009.
- SHIELDS JR., F. D., KNIGHT, S. S., LIZOTTE JR., R. AND WREN, D. G., Connectivity and Variability: Metrics for Riverine Floodplain Backwater Rehabilitation. *Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems: Scientific Approaches, Analyses, and Tools*. Geophysical Monograph Series, 194. American Geophysical Union. 10.1029/2010GM000985 233. 2011.
- SOLÀ, C., ORDEIX, M., POU-ROVIRA, Q., SELLARES, N., QUERALT, A., BARDINA, M., CASAMITJANA, A., MUNN, A., Longitudinal connectivity in hydromorphological quality assessments of rivers. The ICF index: A river connectivity index and its application to Catalan rivers. *Limnetica*, 30 (2): 273-292 *Asociación Ibérica de Limnología*, Madrid. Spain, 2011.
- STANFORD, J.A. & WARD, J.V., An ecosystem perspective of alluvial rivers: connectivity and the hyporheic corridor concept. *Journal of the North American Benthological Society*, 12, 48–60. 1993.
- SWANSON, F. J., KRATZ, T. K., CAINE, N., AND WOODMANSEE, R. G., Landform effects on ecosystem patterns and processes, *BioScience*, 38,92-98. 1988.
- THOMAZ, S.M., ROBERTO, M.C. & BINI, L.M. Caracterização Limnológica dos Ambientes Aquáticos e Influência dos Níveis Fluviométricos. In: Vazzoler, A.E.A.M., Agostinho, A.A. and Hahn, N.S. (eds), *A Planície de inundação Do Alto Rio Paraná. UEM-Nupelia, Maringá-PR*. 1997.

- THORNTON, S. F., BRAZIER, R. E., Linking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology* 126 - 387–404. 2011.
- TOCKNER, K., PENNETZDORFER, D., REINER, N., SCHIEMER, F. & WARD, J.V. Hydrologic connectivity and the exchange of organic matter and nutrients in a dynamic river-floodplain system (Danube, Austria). *Freshwater Biology* 41: 521–535. 1999.
- TOCKNER, K., PUSCH, M., BORCHARDT, D., LORANG, M.S., Multiple stressors in coupled river–floodplain ecosystems. *Freshwater Biology* 55 (Suppl. 1), 135–151 doi:10.1111/j.1365-2427.2009.02371. 2010.
- TOCKNER, K., MALARD, F., WARD, J.V. An extension of the flood pulse concept. *Hydrological Processes* 14: 2861–2883. 2000.
- TURNBULL, L., WAINWRIGHT J. & BRAZIER, R. E., A conceptual framework for understanding semi-arid land degradation: ecohydrological interactions across multiple-space and time scales. *Ecohydrol.* 1, 23–34. 2008.
- WAINWRIGHT, J., TURNBULL, L., IBRAHIM, T. G., LEXARTZA-ARTZA, IRANTZU., WAINWRIGHT, J., TURNBULL, L., IBRAHIM, T. G., LEXARTZA-ARTZA, IRANTZU., THORNTON, S. F., BRAZIER, R. ELinking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology* 126 () 387–404, 2011.
- WARD, J.V., The Four-Dimensional Nature of Lotic Ecosystems. *Journal of the North American Benthological Society*, 8, 2-8. 1989.
- WARD, J.V. & STANFORD, J.A., Ecological Connectivity in Alluvial River Ecosystem and Its Disruption by Flow Regulation. *Regulated Rivers: Research & Management*, vol. 11, 105-119 pp. 1995.
- WARD, J.V.; TOCKNER, K & SCHIEMER, F., Biodiversity of Floodplain River Ecosystems: Ecotones and Connectivity. *Regul. Rivers: Res. & Mgmt.*, 15. 125-139. 1999.
- WHEATON, J.M., GIBBINS, C., WAINWRIGHT, J., LARSEN, L. & McELROY, B., Preface: Multiscale Feedbacks in Ecogeomorphology. *Geomorphology* 126, 265–268. 2011.
- WESTER T. WASKLEWICZ, T., STALEY D., Functional and structural connectivity within a recently burned drainage basin. *Geomorphology* 206, 362–373. 2014.
- WINEMILLER, K.O., TARIM, S., SHORMANN, D., COTNER, J.B., Fish assemblage structure in relation to environmental variation among Brazos River oxbow lakes. *Transactions of the American Fisheries Society* 129: 451–468. 2000.
- WOHL, E., Connectivity in rivers. *Progress in Physical Geography* Vol. 41(3) 345–362, 2017.
- WOHL, E., RATHBURN, S., CHIGNELL, S., GARRETT, K., LAUREL, A., LIVERS, B., PATTON, A., RECORDS, R., RICHARDS, M., SHOOK, D.M., SUTFIN, N.A., WEGENER, P., Mapping longitudinal stream connectivity in the North St. Vrain Creek watershed of Colorado. *Geomorphology*, 277 171–181 p. Elsevier. 2017.

WOHL, E., BRIERLEY, G., CADOL, D., COULTHARD, T.J., COVINO, T., FRYIRS, K. A., GRANT, G., HILTON, R.G., LANE, S.N., MAGILLIGAN, F.J., MEITZEN, K.M., PASSALACQUA, P., POEPPL, R.E., RATHBURN, S.L. and SKLAR, L.S., Connectivity as an emergent property of geomorphic systems *Earth Surf. Process. Landforms* 44, 4–26. 2019.

WU, L., ZHANG, M., XIE, X., LV, J., ZHOU, X., SHEN, N., Effect of wetland hydrological connectivity on runoff based on a basin comparison. *Journal of Hydrology – Elsevier*, 2023.

XINGYUAN, Z., FAWEN, L., YONG, Z., Impact of changes in river network structure on hydrological connectivity of watersheds. *Ecological Indicators*, 109848 – Elsevier. 2023.

ZANANDREA, F.; PAUL, L.R.; MICHEL, G.P.; KOBIYAMA, M.; ZANINI, A.S.; ABATTI, B.H. Conectividade dos sedimentos: conceitos, princípios e aplicações. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 21, n.2, p. 435-459, 2020.

ZIMMERMANN, B., ZIMMERMANN, A., TURNER, B.L , FRANCKE, T. AND ELSENBEER, H. Connectivity of overland flow by drainage network expansion in a rain forest catchment, *Water Resour. Res.*, 50. American Geophysical Union. 2014.

## CAPÍTULO 2

ALLEN, J.R.L., A Review of the Origin and Character of Recent Alluvial Sediments. *Sedimentology*, 5: 89-191. 1965.

BROTHERTON, D.I., On the Origin and Characteristics of River Form. *J. Hydraul. Eng.*, 44: 230. 1979.

CHORLEY, R.J.; SCHUMM, S.A. & SUGDEN, D.E., *Geomorphology*. Methuen, Inc., New York, 607 p. 1985.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia Fluvial*. ed. Edgard Blucher. São Paulo-SP. 1981.

COLLINSON, J.D., *Alluvial Sediments. Sedimentary Environment and Facies*. Reading, H:G ed., 2nd ed. 1986.

FERGUSON, R. I., Werritty A., Bar Development and Channel Changes in the Gravelly River Feshie, Scotland. *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Book Editor(s):J. D. Collinson, J. Lewin. 1983.

FERNANDEZ, O.V.Q. & SOUZA FILHO, E.E. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, ed da UFPR, Curitiba, n° 43, p161-171. 1995.

GREGORY, K.J. & WALLING, D.E., *Drainage Basin, Form and Process*. Arnold ed., London. 1985.

HICKIN, E.J., Channel morphology, bankfull stage and bankfull discharge of streams near Sidney. *Australian Journal of Sciences*, 30. P. 274-275. 1968.

- LEEDER, M.R., River Plains. In: Sedimentology, Products and Process. Cap. 15. John Wiley & Sons. 1982.
- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G., River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. US Geol. Serv. Prof. Paper. 282 p. 1957.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P., Fluvial processes in geomorphology. Freedman, San Francisco, 319 p. 1964.
- LEWIS, C.P. & McDONALD, B.C., Rivers of the Yukon north slope. In: Fluvial Processes and Sedimentation. National Research Council Of Canada. University of Alberta, Edmonton, Alberta. P. 251-271. 1973.
- LEWIN, J., Floodplain Geomorphology. Prog. Phys. Geogr., 2. 408-437 pp. 1978.
- MIALL, A.D., A Review of the Braided-River Depositional Environment. Earth Science Reviews, 13. 1-62 pp. 1977.
- NANSON, G.C. & CROOKE, J.C., A Genetic Classification of Floodplains. Geomorphology, 4. Elsevier S.P. Amsterdam. 459-486 pp. 1992.
- NANSON, G.C. & PAGE, K.J., Lateral Accretion of Fine Grained Concave Benches on Meandering Rivers. In: J. Collinson & J. Lewin (Ed.), Modern And Ancient Fluvial Systems. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Public., 6. 133-145. 1983.
- PETTS, G.E. & FOSTER, I., Rivers and Landscape. The Athenaeum Press. 2. Ed., New Castle. Great Britain. 1990.
- ROCHA, P.C., SANTOS, M.L. & COMUNELLO, E., The Disequilibrium Stage of Upper Parana River Flood System, Southern-Central Brazil. V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal. Jul/2001. 137 – 140 p. Anais. 2001).
- RUST, B.R., A Classification of Alluvial Channel Systems. In: A.D. Miall (Editor), Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Mem., 5: 187-198. 1978.
- SANTOS, M.L., Faciologia e evolução de Barras de Canal do Rio Paraná na Região de Porto Rico-PR. Rio Claro-SP. Dissert. de Mestrado. IGCE/UNESP. Inédito. 1991.
- SANTOS, M.L., ROCHA, P.C. & COMUNELLO, E. Sistema Fluvial do Rio Paraná (Brasil) em seu Curso Superior: Um Exemplo de Planície de inundação em Desequilíbrio. V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal. Jul/2001. 145 – 148 p. Anais. 2001.
- SCHUMM, S.A., River Adjustment to Altered Hydrologic Regimen - Murrumbidgee River and Paleochannels, Australia. U.S.Geol. Surv. Prof. Pap., 598: 65 pp. 1968.
- SMITH, D.G., Anastomosed Fluvial Deposits: Modern Exemples From Western Canada. In: J.D.Collinson and J. Lewin (Ed.), Modern And Ancient Fluvial Systems. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Public. 6. 155-168. 1983.

SMITH, D.G., Anastomosing River Deposits, Sedimentation Rates and Basin Subsidence, Magdalena River, Northwestern Colombia, South America. *Sed. Geol.*, 46. 177-196. 1986.

SOUZA FILHO, E.E., Aspectos da Geologia e Estratigrafia dos Depósitos Sedimentares do Rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP. São Paulo-SP. Inédito. 1993.

SOUZA FILHO, E.E. & STEVAUX, J.C., Geologia e Geomorfologia do Complexo Rio Baía, Curutuba, Ivinheima. In: Vazzoler, A.E.A.M., Agostinho, A.A. and Hahn, N.S. (eds), A Planície de inundação Do Alto Rio Paraná. UEM-Nupelia, Maringá-PR. 1997

SOUZA FILHO, E.E., ROCHA, P.C., CORREA, G.T. & COMUNELLO, E., O Ajuste Fluvial e a Erosão das Margens do Rio Paraná em Porto Rico (Brasil). V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal. Jul/2001. 37 – 40 p. Anais. 2001.

SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J., Ambientes Fluviais. 2. Ed. Florianópolis. Ed. da UFSC/UFPR, 183 p. 1990.

THORNBURY, W.D., Principles of Geomorphology. 2nd ed., Wiley, New York. 1969.

WALKER, R.G. & CANT, D.J., Sandy Fluvial Systems. In: R.G. WALKER (ED.) Facies Models. 2nd ed. Geoscience. Canada reprint series 1, Ontario. 71-90 pp. 1979.

WILLIAMS, P.E. & RUST, B.R., The Sedimentology of a Braided River. *J. Sed. Petrol.*, 39. 549-679. 1969.

### CAPÍTULO 3

AMOROS C., BORNETTE G., Connectivity and biocomplexity in waterbodies of riverine floodplains. *Freshwater Biology* 47: 761–776. 2002.

BENCALA, D. A. WENTZ, AND S. R. SILVA, Linking hyporheic flow and nitrogen cycling near the Willamette River—A large river in Oregon, USA, *J. Hydrol.*, 244, 157–180. , 2001.

BRANDT, S.A., Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40, 375–401. 2000.

BRIERLEY, G., FRYIRS, K., JAIN, V., Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. Journal compilation © Royal Geographical Society (with The Institute of British Geographers), *Área*, 38.2, 165–174, 2006.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia Fluvial. São Paulo: Edgard Blucher, 1981.

COMUNELLO, É.; SOUZA FILHO, E. E.; ROCHA, P. C.; NANNI, M. R., Dinâmica das inundações de áreas alagáveis na planície de inundação do alto rio Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba-PR, v. 49, p. 61-82, 2002.

DRAGO, E., Orígen y Clasificación de Ambientes Leníticos en Llanuras Aluviales. *Rev. Asoc.Cien.Nat.lit.*, n. 7, Buenos Aires. 123-137 pp. 1976.

- ESTEVEZ, F.A. Considerations on the Ecology of Wetlands, With Emphasis on Brazilian Floodplain Ecosystems. In: SCARANO, F.R. & FRANCO, A. C. (eds.). Ecophysiological Strategies of Xerophitic and Amphibious Plants in the Neotropics. Séries Oecologia Brasiliensis, vol IV. PPGE-UFRJ. Rio de Janeiro, 1998.
- FERNANDEZ, O.V.Q. & SOUZA FILHO, E.E. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba: UFPR, n° 43, p161-171, 1995.
- HARVEY, A. M., Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44, 175–201 p. Elsevier, Amsterdam, 2002.
- HEWITT, Paul G. Física Conceitual. Porto Alegre: Editora: Bookman, 11ª. ed. v. único, 2011.
- HINKLE, S. R., DUFF, J. H., TRISKA, F. J., LAENEN, A. B., GATES, K., BENCALA, E, WENTZ, D. A., SILVA, S. R., Linking hyporheic flow and nitrogen cycling near the Willamette River—A large river in Oregon, USA, *J. Hydrol.*, 244, 157–180 , 2001.
- HYNES, H.B.N., The stream and its valley. *Internationale Vereinigung fur Theoretische und Angewandte Limnologie, Verhandlungen* 19, 1 – 15. 1975.
- JAIN, V. & TANDON, S.K., Conceptual assessment of (dis)connectivity and its application to the Ganga River dispersal system. *Geomorphology* 118, 349–358. 2010.
- JUNK, W.J.; BAYLEY, P.B. & SPARKS, R.E. The Flood Pulse Concept in River- Floodplain Systems. In: D.P. Dodge (Ed) *Proceedings of the International Large River Symposium*. Can. Spec. Public. Fish. Aquat. Sci., 106. 110-127, 1989.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P. *Fluvial processes in geomorphology*. San Francisco: Freedman, 319 p. 1964.
- MIALL, A. D., A review of the braided river depositional environment: *Earth Sci. Revs.*, v. 13, p. 1-62. 1977.
- MINSHALL, G.W.; CUMMINS, K.W.; PETERSEN, R.C.; CUSHING, C.E.; BRUNS, D.A.; SEDELL, J.R. & VANNOTE, R.L., *Developments in Stream Ecosystem Theory*. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 42. 1045-1055 pp. 1985.
- NEIFF, J.J., Ideas Para la Interpretacion Ecologica del Parana. *Interciencia*, vol 15, n. 6. 424-440 pp. 1990.
- PETTS, G.E. & FOSTER, I., *Rivers and Landscape*. The Athenaeum Press. 2. Ed., New Castle. Great Britain. 1990.
- POOLE, G.C., STANFORD, J. A., FRISSELL, C. A., RUNNING, S. W., Three-dimensional mapping of geomorphic controls on flood-plain hydrology and connectivity from aerial photos. *Geomorphology* 48, 329–347 p. 2002.
- ROCHA, P. C., Os processos geomórficos e o estado de equilíbrio fluvial no alto rio Paraná, centro-sul do Brasil. *Geosul (UFSC)*, v. 24, p. 153-176. 2009.

- ROCHA, P.C., SOUZA FILHO, E.E & FERNANDEZ, O.V.Q., Aspectos do controle de descargas efetuado por barramentos no alto rio Paraná. Boletim Paranaense de Geociências 46. Curitiba-Pr-Brasil, pp 117-122. 1998.
- ROCHA, P.C., SANTOS, M.L. & COMUNELLO, E. The Disequilibrium Stage of Upper Parana River Flood System, Southern-Central Brazil. V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal. Jul/2001. p.137-140, 2001-A.
- ROCHA, P.C., SANTOS, M.L. & SOUZA FILHO, E.E., Alterações no regime hidrológico do alto rio Paraná como resposta ao controle de descargas efetuado por grandes barramentos a montante. VIII Encuentro de Geógr. de América Latina, Santiago-Chile, pp 28-39. 2001-A.
- ROCHA, P.C., SANTOS, M.L. & COMUNELLO, E., The Disequilibrium Stage of Upper Parana River Flood System, Southern-Central Brazil. V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal. Jul/2001. 137 – 140 p. 2001-B.
- ROCHA, P.C. & SOUZA FILHO, E.E., Erosão marginal e evolução hidrodinâmica no sistema rio-planície de inundação do alto Paraná, centro-sul do Brasil. In: Nunes, J.O.R. & Rocha, P.C. Geomorfologia: Aplicação e Metodologias. 1ª Ed. Expressão Popular. São Paulo. 2008.
- ROCHA, P. C., Os processos geomórficos e o estado de equilíbrio fluvial no alto rio Paraná, centro-sul do Brasil. Geosul (UFSC), v. 24, p. 153-176. 2009.
- ROCHA, P. C., Geomorfologia e conectividade em ambientes fluviais do alto Rio Paraná. Boletim de Geografia (UEM), v. 28, p. 157-176, 2010.
- ROCHA, P. C., Sistemas rio-planície de inundação: geomorfologia e conectividade. Caderno Prudentino de Geografia, v. 1, p. 50-67, 2011.
- ROCHA, P.C.; BOTA, G.B. Interações entre a água subterrânea e de escoamento superficial nos canais. In: Água: tratamento, efluentes e lodos [recurso eletrônico]. Org: Renata Ribeiro de Araújo, Leonice Seolin Dias, Sandra Medina Benini. - 2. ed. - Tupã : ANAP, 2017. secundários da planície fluvial do alto rio paraná, centro-sul do brasil
- SANTOS, M.L. & STEVAUX, J.C., Facies and architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Parana river. Quaternary International, 72, pp87-94. 2000.
- SANTOS, M.L., ROCHA, P.C. & COMUNELLO, E. Sistema Fluvial do Rio Paraná (Brasil) em seu Curso Superior: Um Exemplo de Planície de inundação em Desequilíbrio. V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal. Jul/2001. p.145-148, 2001.
- SOUZA FILHO, E.E., ROCHA, P.C., CORREA, G.T. & COMUNELLO, E., O Ajuste Fluvial e a Erosão das Margens do Rio Paraná em Porto Rico (Brasil). V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal. Jul/2001. 37 – 40 p. 2001.
- STANFORD, J.A. & WARD, J.V., An ecosystem perspective of alluvial rivers: connectivity and the hyporheic corridor concept. Journal of the North American Benthological Society, 12, 48–60. 1993.

- TRICART, J. *Ecodinâmica*. Rio de Janeiro Editora IBGE; Descrição física: 97p. 1977.
- VANNOTE, R.L., MINSHALL, G.W., CUMMINS, K.W., SEDELL, J.R. & CUSHING, C.E. The river continuum concept. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, vol.37. p. 130-137, 1980.
- WARD, J.V. The four-dimensional nature of lotic ecosystems. *J. North Am. Benthol. Soc.* 8. 2-8 pp, 1989.
- WARD, J.V. & STANFORD, J.A. The intermediate-disturbance hypotesis: an explanation for biotic diversity patterns in lotic ecosystems. In FONTAINE, T.D., BARTELL, S.M. (eds). *Dynamics of Lotic Ecosystems*. A. A. S. Publishers. p.347-356, 1983.
- WARD, J.V. & STANFORD, J.A. Research needs in regulated river ecology. *Regulated Rivers: Research & Management*. John Willey & Sons Ltd. Vol. 8, p.205-209, 1993.
- WARD, J.V. & STANFORD, J.A. Ecological Connectivity in Alluvial River Ecosystem and Its Disruption by Flow. Regulation. *Regulated Rivers: Research & Management*, vol. 11, p.105-119, 1995-A.
- WARD, J.V. & STANFORD, J.A. The serial discontinuity concept: Extending the model to floodplains rivers. *Regulated Rivers: Research & Management*, vol 10. p.159-168, 1995-B.
- WARD, J.V.; TOCKNER, K & SCHIEMER, F. Biodiversity of Floodplain River Ecosystems: Ecotones and Connectivity. *Regul. Rivers: Res. & Mgmt.*, 15. p.125-139, 1999.
- WHITE, D. S., Perspectives on defining and delineating hyporheic zones. – *J. N. Am. Benthol. Soc.* 12, 1: 61–69. 1993:

REALIZAÇÃO:



ACESSE NOSSO CATÁLOGO!



[WWW.SEVENPUBLI.COM](http://WWW.SEVENPUBLI.COM)

CONECTANDO O **PESQUISADOR** E A **CIÊNCIA** EM UM SÓ CLIQUE.