

Geografia

Geomorfologia

Frederico de Holanda Bastos
Rubson Pinheiro Maia
Abner Monteiro Nunes Cordeiro

1ª edição
Fortaleza - Ceará



2019



Geografia



História



Educação Física



Química



Ciências Biológicas



Artes Plásticas



Computação



Física



Matemática



Pedagogia

Copyright © 2019. Todos os direitos reservados desta edição à UAB/UECE. Nenhuma parte deste material poderá ser reproduzida, transmitida e gravada, por qualquer meio eletrônico, por fotocópia e outros, sem a prévia autorização, por escrito, dos autores.

Editora Filiada à



Presidente da República Jair Messias Bolsonaro	Conselho Editorial Antônio Luciano Pontes
Ministro da Educação Abraham Bragança de Vasconcellos Weintraub	Eduardo Diatahy Bezerra de Menezes
Presidente da CAPES Abílio Baeta Neves	Emanuel Ângelo da Rocha Fragoso
Diretor de Educação a Distância da CAPES Carlos Cezar Modernel Lenuzza	Francisco Horácio da Silva Frota
Governador do Estado do Ceará Camilo Sobreira de Santana	Francisco José Camelo Parente
Reitor da Universidade Estadual do Ceará José Jackson Coelho Sampaio	Gisafran Nazareno Mota Jucá
Vice-Reitor Hidelbrando dos Santos Soares	José Ferreira Nunes
Pró-Reitora de Graduação Marcília Chagas Barreto	Liduína Farias Almeida da Costa
Coordenador da SATE e UAB/UECE Francisco Fábio Castelo Branco	Lucili Grangeiro Cortez
Coordenadora Adjunta UAB/UECE Eloísa Maia Vidal	Luiz Cruz Lima
Diretor do CED/UECE José Albio Moreira de Sales	Manfredo Ramos
Coordenador da Licenciatura em Geografia Edilson Alves Pereira Jr.	Marcelo Gurgel Carlos da Silva
Coordenadora de Tutoria e Docência em Geografia Denise Cristina Bomtempo	Marcony Silva Cunha
Editor da EdUECE Erasmus Miessa Ruiz	Maria do Socorro Ferreira Osterne
Coordenadora Editorial Rocylânia Isídio de Oliveira	Maria Salette Bessa Jorge
Projeto Gráfico e Capa Roberto Santos	Silvia Maria Nóbrega-Therrien
Diagramador Francisco Oliveira	Conselho Consultivo Antônio Torres Montenegro (UFPE)
Revisora Fernanda Ribeiro	Eliane P. Zamith Brito (FGV)
	Homero Santiago (USP)
	Ieda Maria Alves (USP)
	Manuel Domingos Neto (UFF)
	Maria do Socorro Silva Aragão (UFC)
	Maria Lírida Callou de Araújo e Mendonça (UNIFOR)
	Pierre Salama (Universidade de Paris VIII)
	Romeu Gomes (FIOCRUZ)
	Túlio Batista Franco (UFF)

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Sistema de Bibliotecas
Biblioteca Central Prof. Antônio Martins Filho
Lúcia Oliveira – CRB-3 / 304
Bibliotecário

B327g Bastos, Frederico de Holanda
Geomorfologia / Frederico de Holanda Bastos, Rubson Pinheiro
Maia, Abner Monteiro Nunes Cordeiro. - Fortaleza : EdUECE, 2015.
138 p. : il. ; 20,0cm x 25,5cm. (Geografia)
Inclui bibliografia.
ISBN: 978-85-7826-527-4
1. Ciência geomorfológica. 2. Relevo terrestre. 3. Geografia física.
I. Maia, Rubson Pinheiro. II. Cordeiro, Abner Monteiro Nunes.
CDD: 551.4

Editora da Universidade Estadual do Ceará – EdUECE
Av. Dr. Silas Munguba, 1700 – Campus do Itaperi – Reitoria – Fortaleza – Ceará
CEP: 60714-903 – Fone: (85) 3101-9893
Internet: www.uece.br – E-mail: eduece@uece.br
Secretaria de Apoio às Tecnologias Educacionais
Fone: (85) 3101-9962

Sumário

Apresentação	5
Capítulo 1 – Introdução à ciência geomorfológica	7
1. Histórico e sistemas de referência em Geomorfologia	9
2. Divisões da Geomorfologia	21
3. Níveis de abordagem	22
4. Conceitos fundamentais	24
Capítulo 2 – Geomorfologia estrutural.....	29
1. Noções sobre a estrutura interna da Terra e tectônica de placas.....	31
2. Grandes unidades estruturais da Terra	37
3. O tempo geológico	37
4. Considerações sobre a história geológica da Terra	39
4.1 A dança dos continentes	39
5. Rochas e Geomorfologia	45
5.1 Rochas magmáticas.....	45
5.2 Sedimentos e rochas sedimentares	49
5.3 Rochas metamórficas	51
6. Propriedades geomorfológicas das rochas	53
7. Relevos em bacias sedimentares	57
8. Relevos em estruturas falhadas e dobradas	62
8.1 Dobramentos.....	63
8.2 Falhamentos.....	65
Capítulo 3 – Geomorfologia climática.....	79
1. O Quaternário: variações climáticas e seus reflexos geomorfológicos.....	81
1.1 Transformações ambientais no Quaternário.....	83
2. Fatores exógenos em diferentes sistemas de erosão	87
Capítulo 4 – Geomorfologia fluvial	97
Introdução	99
Capítulo 5 – Geomorfologia cárstica.....	109
1. Considerações gerais	111
2. Carste no Nordeste Brasileiro.....	116
Capítulo 6 – O relevo brasileiro: propostas de classificação	121
Introdução	123
Sobre os autores.....	138

Apresentação

A geomorfologia é a ciência que estuda as formas de relevo terrestre sob diversos pontos de vista. Na geografia física, essa disciplina constitui uma área de fundamental importância, tendo em vista que, assim como a paisagem (principal objeto de estudo da geografia física), os relevos demandam análises complexas para serem adequadamente compreendidos.

Nessa perspectiva, é fundamental que seja analisado o papel dos fatores endógenos (internos) e exógenos (externos) na elaboração dos relevos terrestres e de que forma tais componentes podem influenciar nas paisagens do Nordeste brasileiro.

Dessa forma, o presente livro está organizado em 6 capítulos com indicações de fontes bibliográficas e sites para consultas posteriores, além de atividades voltadas para a fixação do conteúdo abordado em cada capítulo.

O capítulo 1 (Introdução à ciência geomorfológica) apresenta o histórico da geomorfologia, suas principais correntes e teorias evolutivas na tentativa de interpretar as formas de relevo. Além disso, esse capítulo apresenta alguns conceitos fundamentais, as divisões da geomorfologia e seus níveis de abordagem.

O capítulo 2 (Geomorfologia estrutural) apresenta uma breve revisão de importantes conceitos geológicos para a geomorfologia, tais como os tipos de rochas e sua repercussão geomorfológica, a coluna geológica do tempo, a estrutura da Terra e a tectônica de placas. Além disso, são apresentados temas, como a propriedade geomorfológica das rochas, relevos em bacias sedimentares e em estruturas dobradas e falhadas.

O capítulo 3 (Geomorfologia climática) trata sobre os processos externos na elaboração dos relevos que estão diretamente relacionados com os fatores climáticos de cada área. Nessa perspectiva, são apresentadas discussões sobre sistemas de erosão em diferentes tipos de clima, além da importância das variações climáticas do Quaternário e sua repercussão na morfologia no presente.

O capítulo 4 (Geomorfologia fluvial) apresenta os principais conceitos associados aos processos e formas fluviais, além de conceitos inerentes a estudos em bacias hidrográficas. Nessa perspectiva, citam-se os tipos de padrões de canais, padrões de drenagem, trabalhos erosivos dos rios, principais formas fluviais e questões associadas ao escoamento.

No capítulo 5 (Geomorfologia cárstica), são apresentados os tipos de relevos associados à dissolução de rochas carbonáticas e afins. Dessa forma,

são citados exemplos de formas exocársticas e endocársticas, além dos principais aspectos relacionados com o desenvolvimento desses tipos de relevos, citando casos de sua ocorrência no Nordeste brasileiro.

O capítulo 6 (Relevo brasileiro) encerra esse material apresentando algumas propostas de classificação de relevo brasileiro, além de importantes contribuições nos estudos geomorfológicos do país, como é o caso do Projeto RADAMBRASIL. Nessa perspectiva, são apresentadas as propostas de Aroldo Azevedo, Aziz Ab'Saber e Jurandir Ross na tentativa de classificar e compartimentar o relevo brasileiro.

A organização do presente material visa que o aluno tenha a possibilidade de poder interpretar diversas formas de relevo e, dessa maneira, entender melhor a configuração das paisagens naturais e culturais da Terra sob o ponto de vista geomorfológico.

Os autores

Capítulo

1

Introdução à geomorfológica

Objetivos

- Destacar as principais teorias que nortearam a Geomorfologia desde o início do século XX, quando a mesma instituiu-se como uma disciplina acadêmica possuindo objeto próprio;
- Apresentar também, nesse capítulo a divisão da geomorfologia, seus níveis de abordagem e seus conceitos fundamentais;
- Entender, de forma sucinta, o desenvolvimento global da ciência geomorfológica;
- Definir um sistema referencial em função do qual possam-se obter parâmetros para a interpretação crítica das diferentes posturas assumidas pelos geomorfólogos no correr do tempo.

1. Histórico e sistemas de referência em geomorfologia

As concepções filosóficas e religiosas, vigentes durante as primeiras épocas da história, influenciaram, de modo marcante, nas explicações para os fatos observados pelo homem. Na Grécia antiga, a Filosofia estimulava a busca pelo saber. Segundo Tinkler (1985 *apud* MARQUES, 2009), a curiosidade natural levava a buscar explicações para situações, como a permanência do fluxo de água num rio, mesmo com a ausência de chuvas. Os romanos, em seguida, agregaram conhecimentos práticos, para os quais muito contribuiu o desenvolvimento de sua engenharia, dando também importância ao estudo da natureza. Adiante, na Idade Média, atos inquestionáveis de Deus eram evocados para explicar a origem e o funcionamento da natureza. A igreja fazia emanar da religião a base do saber.

O avanço dos conhecimentos no âmbito das ciências da Terra, em que se inclui a Geomorfologia, deu-se principalmente a partir de meados do século XIX. Entretanto, as raízes desse impulso são encontradas desde o período renascentista, quando foram resgatadas as obras gregas e romanas. Contribuições como a do engenheiro e artista italiano Leonardo da Vinci (1452 - 1519), no final do século XV e do início do século XVI, sobre os processos erosivos e a deposição fluvial, não chegaram a intensificar o interesse por novas observações e ideias (ROSS, 2010). Somente a partir do final do século XVIII e do início do século XIX, começaram a ser materializadas correntes de pensamento que buscavam encontrar respostas para a origem e a evolução da superfície terrestre.

O gênio da Renascença italiana, Leonardo da Vinci, ao encontrar, em grandes altitudes, nos montes Apeninos, rochas com ocorrência de conchas, percebeu que tais eventos guardavam semelhança com as conchas novas encontradas nos terrenos baixos de depósitos recentes. Diante dessas constatações, concluiu que o fato de se encontrar rochas com conchas em diferentes altitudes e em diferentes inclinações indica um grande soerguimento de terras que antes certamente eram parte do fundo do mar.

No século XVIII, destacaram-se os trabalhos de James Hutton (1726 - 1797) e John Playfair (1748 - 1819), nos quais elaboraram e divulgaram importantes obras no sentido de explicar fenômenos relacionados à história natural da Terra. James Hutton é considerado o precursor da Teoria do Atualismo, por ser o primeiro a identificar a importância do conhecimento do presente para melhor compreender o passado. As concepções de Hutton foram divulgadas por seus discípulos John Playfair e Charles Leyll (1797 - 1875), cuja máxima era "O presente é a chave do passado". Esse princípio estabeleceu as bases da pesquisa em Geologia, bem como em Geomorfologia.

No início do século XIX, constatava-se certo embate entre duas correntes de pensamento relativo à evolução dos relevos terrestres: uma que acreditava que os processos derivavam de eventos catastróficos rápidos, o Princípio do Catastrofismo, que perdurou até o final do século XVIII, e outra que seguia os princípios propostos por James Hutton, segundo o qual os eventos eram muito mais lentos e seguiam as leis da física do presente.

O avanço do conhecimento geomorfológico deriva de concepções geológicas de meados do século XIX. Nessa época, já se registraram os primeiros estudos geomorfológicos elaborados por Alexandre Surret, que, em 1841, estabeleceu os princípios ou leis da morfologia fluvial (erosão regressiva ou remontante), Jean Louis Agassiz (morfologia glacial), Jukes (traçados dos rios), Andrew Ramsay e Grove Karl Gilbert (aplainamento elaborado pelos rios) e John Wesley Powell e Clarence Eduard Dutton (ritmo de arraste de sedimentação).

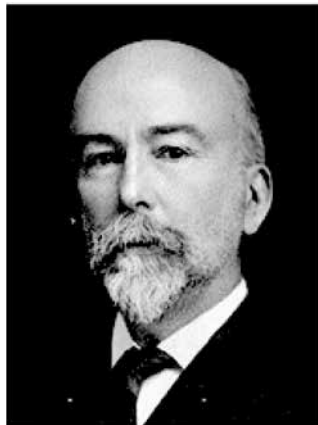


Figura 1.1 – William Morris Davis, conhecido como o "pai da geomorfologia".

Fonte: https://en.wikipedia.org/wiki/William_Morris_Davis

No final do século XIX, o norte-americano William Morris Davis (Figura 1.1) apresentava estudos geomorfológicos fundamentados no positivismo evolucionista. Tendo em vista seu pioneirismo em vários aspectos no que tange à interpretação dos relevos da Terra, ele ficou conhecido como o "Pai da Geomorfologia". Já na Alemanha, Albrecht e Walter Penck abordavam a geomorfologia apoiada na concepção integrada dos elementos que compõem a superfície terrestre. Evidenciava-se o surgimento de duas escolas geomorfológicas distintas.

As diferenças culturais e políticas implicaram no desenvolvimento de duas grandes escolas de pensamento geomorfológico. Uma anglo-americana, incorporando trabalhos americanos, ingleses e franceses, fortemente influenciada pelo "Ciclo Geográfico" de Davis, e outra germânica, abrangendo Alemanha, Polônia e Rússia, que teve como fundamentação teórica inicial os trabalhos de Ferdinand von Richthofen (1833 - 1905), que tinha forte influência do naturalismo de Alexander von Humboldt.

O modelo teórico concebido por Davis (1899), na segunda metade do século XIX, que procurava elucidar a geodinâmica da superfície terrestre, constituiu o primeiro conjunto de concepções que podia descrever e explicar, de modo coerente, a gênese e a sequência evolutiva das formas de relevo existentes na superfície terrestre. Na escola davisiana, denominada "Ciclo Geográfico Ideal", a paisagem é o resultado da inter-relação de três variáveis: estrutura (soma das variáveis endógenas); processo (soma das variáveis exógenas); e tempo (sentido cronológico) (SALGADO, 2007).

A concepção de Davis a respeito da evolução do relevo tem início com um rápido e generalizado soerguimento continental em relação ao nível de base geral, ou seja, aos oceanos. Segue-se um longo período com ausência de grandes atividades tectônicas, embora o autor da teoria admita que pequenos eventos tendam a ocorrer. Esse rápido soerguimento cria condições para que o relevo seja esculpado por processos erosivos, uma vez que faz com que exista uma significativa diferença de gradiente entre os continentes e os oceanos. Segundo Salgado (2007), esse processo de desgaste erosivo dos continentes desenvolve-se em condições climáticas úmidas, e a maior presença de água permite um desgaste mais acentuado do relevo e de suas rochas.

Após o soerguimento e em condições de quietude tectônica e de clima úmido, inicia-se um processo lento e progressivo de desgaste erosivo dos continentes. Esse processo caracteriza-se pelo rebaixamento vertical e contínuo das vertentes, acontece ao longo do tempo, ou seja, requer milhões de anos para ocorrer, e pode ser dividido em três fases: juventude, maturidade e senilidade (Figura 1.2).

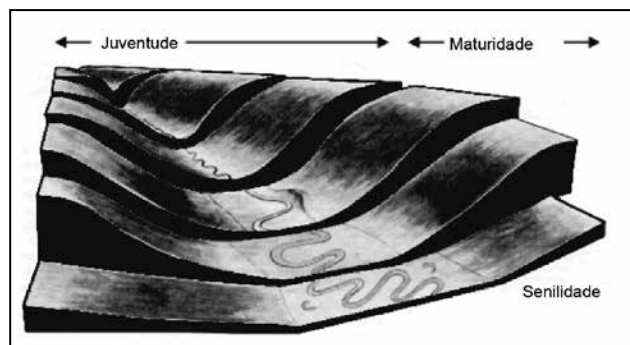


Figura 1.2 – Modelo proposto por William Morris Davis em 1899.

Fonte: Davis, 1899, segundo Cassetti, 2005.

Portanto, o modelo teórico proposto por Davis apresenta uma concepção finalista, em que todo o relevo tem começo, meio e fim, podendo, entretanto, recomeçar com um processo de rejuvenescimento, no qual o relevo pode retornar à juventude com um soerguimento de caráter tectônico.

A juventude compreende o início do processo denudacional, logo após o rápido e generalizado soerguimento continental, pela ação de forças internas. Nessa fase inicial, os cursos fluviais possuem alta energia em função da elevada diferença de gradiente entre os continentes e o nível de base geral. A ação da água corrente, a erosão normal atuando sobre o relevo inicial, produziria sua dissecação e, conseqüentemente, a redução de sua topografia, até criar uma nova superfície aplainada (peneplano) (Figura 1.3). Um novo soerguimento daria lugar a um novo ciclo erosivo.

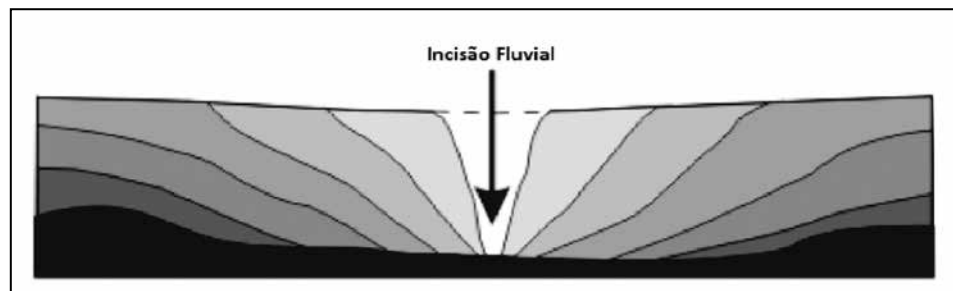


Figura 1.3 – Rebaixamento do relevo de cima para baixo, até atingir a peneplanização.

Fonte: <http://www.funcape.org.br/geomorfologia/>.

Segundo Marques (2009, p. 31), o modelo proposto por W. M. Davis trazia, em seu bojo, alguns pontos que originaram críticas, entre eles, destacam-se: o fato de o modelo ser concebido para áreas de clima temperado; a necessidade de um rápido soerguimento do relevo, seguido por um período muito longo de estabilidade tectônica; e a colocação das condições de equilíbrio, como resultado a ser obtido no ciclo final.

Essa concepção foi fortemente debatida pela escola germânica, que tinha uma forte relação climática e biogeográfica. Ainda sob uma forte influência dos trabalhos de Davis, destacam-se os trabalhos do geógrafo francês Emmanuel de Martonne (1893 - 1955) e Henri Baulig (1877 - 1962), considerados como os principais divulgadores do ciclo geográfico na Europa. Surgiram deles, também, contribuições importantes, que se incorporaram ao conhecimento geomorfológico, tais como: os estudos de Baulig, sobre as implicações das variações do nível do mar (eustatismo), e os de Martonne, em seus trabalhos em direção à Geomorfologia Climática em 1913. De Martonne, trabalhando no Brasil, publicou, em 1940, uma contribuição clássica sobre as paisagens e os processos atuantes nos trópicos úmidos.

O modelo davisiano teve muitos seguidores no Brasil, dentre os quais podemos destacar, até praticamente o final da década de 1950, Aroldo de

Azevedo, Aziz Nacib Ab'Sáber, Fernando Marques de Almeida, entre outros, que de forma explícita ou não, ao produzirem trabalhos geomorfológicos, classificaram as terras baixas e aplanadas em peneplanos ou em peneplanícies; e os planaltos em maturamente erodidos ou ainda em relevos rejuvenescidos, com linguagem claramente davisiana (ROSS, 2010).

No início da década de 1920, as pertinentes críticas do alemão Walther Penck ao ciclo geográfico de Davis acabaram criando a segunda teoria que marcou a evolução do pensamento geomorfológico. W. Penck, em 1924, percebeu que o entendimento das atuais formas de relevo da superfície terrestre são produtos do antagonismo das forças motoras dos processos endógenos e exógenos, ou seja, da ação das forças emanadas do interior da crosta terrestre de um lado e das forças impulsionadas através da atmosfera pela ação climática, atual e do passado, de outro lado.

As forças endógenas, seguindo os princípios de W. Penck, revelam-se de dois modos distintos através da estrutura da crosta terrestre. Uma das revelações é através do processo ativo, comandado pela dinâmica da crosta terrestre: os abalos sísmicos, o vulcanismo, os dobramentos, os abaulamentos e os soerguimentos das plataformas e os falhamentos e as fraturas, que têm explicações na teoria da tectônica de placas. A segunda revelação se processa de modo imperceptível através da resistência ao desgaste que a litologia e seu arranjo estrutural oferecem à ação dos processos exógenos ou de erosão.

Para Walther Penck, períodos com predomínio de forças exógenas produzem elevações e enrugamento do relevo; quando, ao contrário, prevalecem as forças exógenas, essas elevações tendem a ser rebaixadas, e o modelado, aplainado. Penck ainda baseia sua teoria na existência de níveis de base locais, uma vez que considera que não são somente os oceanos que se constituem como níveis de base para os processos erosivos.

A evolução do modelado, de acordo Penck (1924), começa por um soerguimento tectônico de uma superfície quase plana. Esse soerguimento possui uma área central e, à medida que essa área ganha altitude, a mesma se estende em direção às regiões periféricas, fato que produz um relevo em forma de domo. Quando esse soerguimento perde força, a erosão mecânica e/ou a denudação química passam a ser predominantes e tendem a aplainar as porções mais periféricas do modelado, e um novo soerguimento ocorre. Quando esse novo processo tectônico perde força, os processos erosivos criam duas superfícies de altitudes diferentes: uma, mais elevada, próxima ao centro do domo, e outra na região periférica. Entre as duas, ocorre um escarpamento, que, como um degrau no relevo, constitui a testemunha de dois soerguimentos distintos. Dessa forma, a sucessão de períodos de soerguimento e quietude tectônica produz um relevo em forma de escadaria, onde

cada superfície e cada concavidade de vertente constituem um nível de base para o que está a montante (SALGADO, 2007).

No processo de evolução do modelado em escadarias, proposto por Penck, as vertentes evoluem, a princípio, predominantemente, por retração lateral, para, em seguida, predominar o rebaixamento vertical, onde os tipos de rochas (a litologia) e de clima são importantes, mas não alteram significativamente o processo de evolução do modelado, podendo apenas retardá-lo ou facilitá-lo.

De forma resumida, Penck propunha que, em caso de forte soerguimento da crosta terrestre, observar-se-ia uma forte incisão do talvegue, em função do elevado gradiente, o que implicaria na aceleração dos processos lineares. Admitindo-se que o efeito denudacional não acompanhasse de imediato a intensidade do entalhamento do talvegue, ter-se-ia o desenvolvimento de vertentes convexas (CASSETI, 2005) (Figura 1.4).

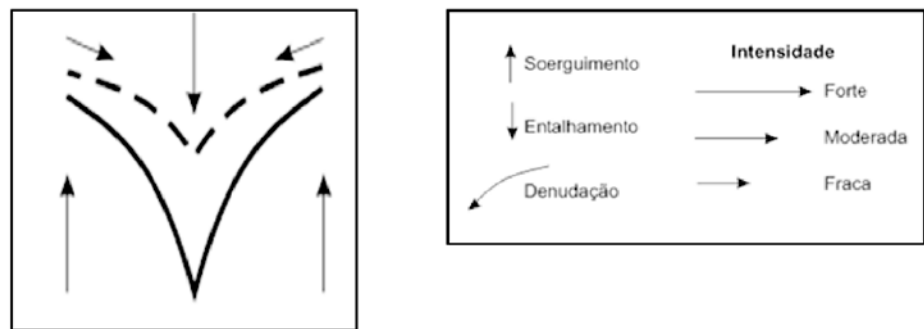


Figura 1.4 – Predomínio do entalhamento do talvegue em relação à denudação, responsável pelo desenvolvimento de vertentes convexas (aumento do ângulo da vertente).

Fonte: <http://www.funcape.org.br/geomorfologia/>

Uma segunda situação apresentada por Penck é quando ocorre um soerguimento moderado da crosta, com proporcional incisão do talvegue. Nesse caso, poderia ocorrer uma compensação equilibrada pelos processos denudacionais, proporcionando o desenvolvimento de vertentes retilíneas (CASSETI, 2005) (Figura 1.5).

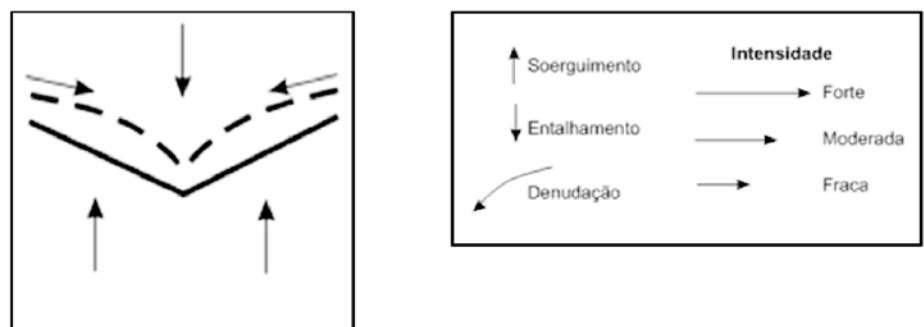


Figura 1.5 – Equilíbrio entre soerguimento-denudação, com formação de vertentes retilíneas (manutenção do ângulo da vertente).

Fonte: <http://www.funcape.org.br/geomorfologia/>

Por último, se a ascensão crustal for pequena, ocorre um fraco entalhamento do talvegue e uma maior atividade denudacional, o que propicia o desenvolvimento de vertentes côncavas (CASSETI, 2005) (Figura 1.6).

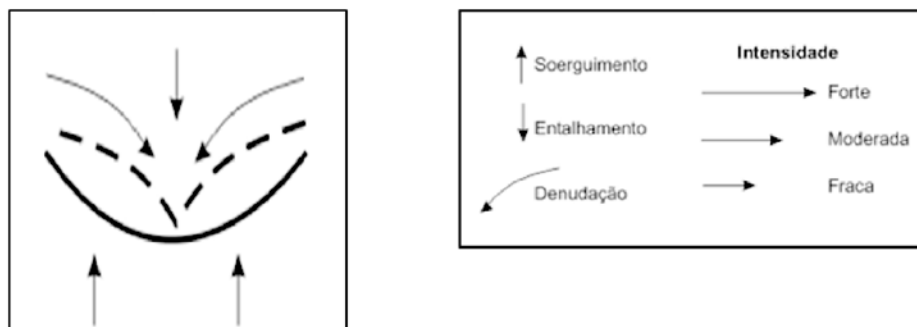


Figura 1.6 – Predomínio do entalhamento do talvegue, que implica na concavização da vertente (redução do ângulo da vertente).

Fonte: <http://www.funcape.org.br/geomorfologia/>

Portanto, enquanto W. M. Davis afirmava que o relevo evoluía de cima para baixo (Figura 1.7.1), W. Penck acreditava no recuo paralelo das vertentes ou desgaste lateral da vertente (Figura 1.7.2), constituindo-se no modelo aceito para o entendimento da evolução morfológica.

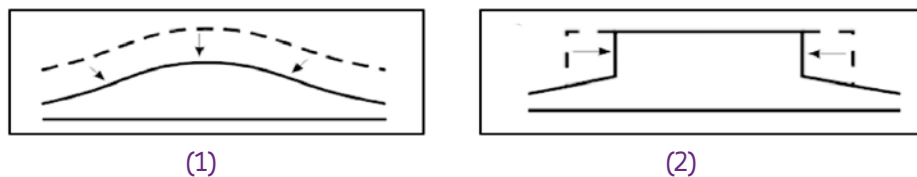


Figura 1.7 – Esboço esquemático de teorias evolutivas dos relevos por "back-wearing" e "down-wearing".

Fonte: <http://www.funcape.org.br/geomorfologia/>

Portanto, W. Penck foi um dos principais críticos do sistema de W. M. Davis, sobretudo, ao afirmar que o soerguimento e os processos erosivos e/ou denudacionais aconteciam ao mesmo tempo, atribuindo, desse modo, a devida importância aos efeitos processuais. Para Davis, a denudação só teria início após o término do soerguimento, enquanto que, para Penck, a denudação é concomitante ao soerguimento, com intensidade diferenciada pela ação da tectônica.

A terceira teoria acerca da evolução do relevo foi o sistema proposto pelo sul-africano Lester Charles King, em 1953, segundo o qual o clima possuía fundamental importância na gênese dos aplainamentos.

Segundo Casseti (2005), essa teoria procura restabelecer o conceito de estabilidade tectônica considerado por W. M. Davis (1899), mas admite também o ajustamento por compensação isostática e considera o recuo paralelo das vertentes (*backwearing*) como forma de evolução morfológica, de acordo com a proposta de W. Penck (1924).

Nessa década, Lester King utilizou os princípios adotados por Penck e publicou trabalhos sobre os aplainamentos. Para King, os aplainamentos ocorrem em regiões submetidas não só a condições de relativa calma tectônica, mas também a condições climáticas com tendência à aridez. Essas condições climáticas são necessárias porque se caracterizam por uma fraca cobertura vegetal e por chuvas esporádicas, porém com significativa capacidade energética.

Portanto, na sua teoria, Lester King admite que o recuo paralelo das vertentes acontece a partir de determinado nível de base, iniciado pelo nível de base geral, correspondente ao oceano (Figura 1.8). O processo de retração lateral (*Backwearing*) das vertentes tem, por consequência, o acúmulo de material detrítico na sua base. Esse material detrítico se acumulará na forma de rampas suaves, denominadas de pedimentos, que se estendem da base das vertentes em direção aos leitos fluviais (SALGADO, 2007).

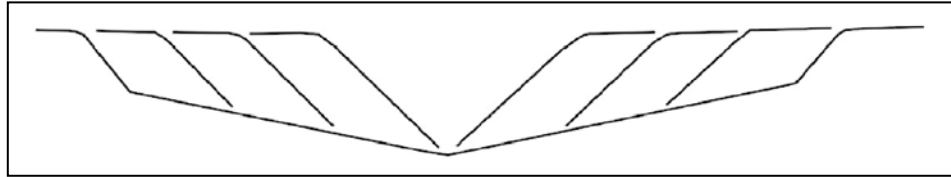


Figura 1.8 – Retração lateral, conforme proposto por Lester Charles King em 1953.

Fonte: King, 1953, segundo Valadão, 1998, p.42.

Para Lester King, a perpetuação das condições de aridez do clima favorecerá a coalescência desses pedimentos e a formação de uma ampla superfície aplainada, denominada pediplano, razão pela qual a referida teoria ficou conhecida como pediplanação (Figura 1.9).



Figura 1.9 – Superfície aplainada entrecortada por maciços residuais que pode ser interpretada como um pediplano.

Fonte: Abner Monteiro Nunes Cordeiro, 2014.

Portanto, enquanto Davis chamava as grandes extensões horizontalizadas na senilidade de “peneplanos”, King as considerava como “pediplanos”, como formas residuais denominadas “inselbergs”, feições residuais que têm sua formação relacionada com processo de erosão seletiva (Figura 1.10).

Entretanto, apesar da teoria da pediplanação ter sido originalmente relacionada a um clima úmido, como as demais apresentadas, partindo do princípio que foram produzidas nas regiões temperadas, supõe-se que a horizontalização topográfica esteja vinculada a um clima seco, assim como o desenvolvimento vertical do relevo encontra-se relacionado a um clima úmido, levando em conta a incisão vertical da drenagem. Assim, a desagregação mecânica seria a grande responsável pelo recuo paralelo das vertentes, e seus detritos, a partir da base em evolução, estender-se-iam em direção aos níveis de base, produzindo entulhamento e conseqüente elevação do nível de base local (CASSETI, 2005).

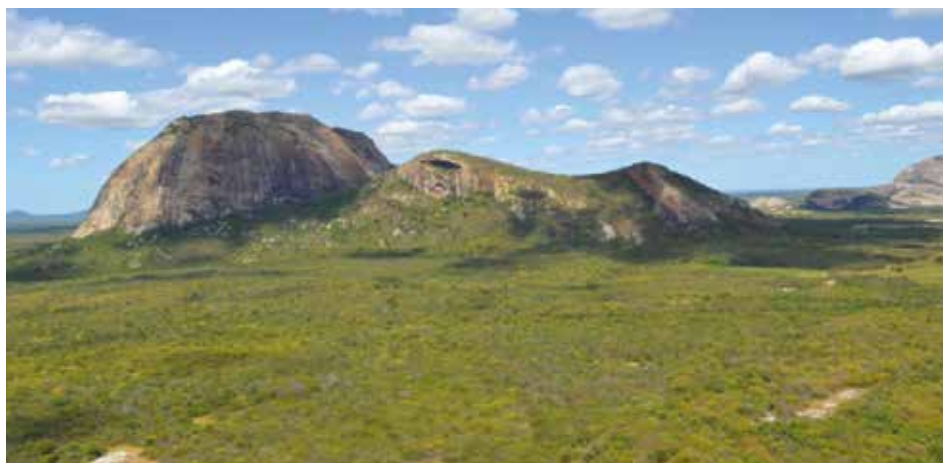


Figura 1.10 – Inselberg, localizado no município de Quixadá, Ceará, Brasil.

Foto: Abner Monteiro Nunes Cordeiro, 2014.

Cabe destacar o fato de que o ciclo de evolução do relevo proposto por W. M. Davis deu grande impulso ao desenvolvimento de uma Geomorfologia Estrutural. Até a metade do século XX, essa teoria manteve-se como forte referência para os estudos geomorfológicos. Todavia, o reconhecimento da existência e as implicações das glaciações quaternárias, e um melhor entendimento sobre o papel de diferentes climas no modelado do relevo, fizeram surgir, nessa época, novas concepções, reforçando a importância de uma Geomorfologia Climática (MARQUES, 2010).

Portanto, o recuo paralelo das vertentes, os sistemas morfoclimáticos, a formação de pediplanos, os testemunhos de paleoclimas e a importância dos níveis de base locais são exemplos de novas questões que se incorporaram aos estudos geomorfológicos com a perspectiva climática.

Nesse sentido, os tipos climáticos passaram a ser objeto de preocupação no entendimento da dinâmica e da gênese do relevo, definindo-se o modelado da superfície terrestre extremamente atrelado às grandes zonas climáticas do globo. Dentro dessa nova direção, surgiram os domínios ou zonas morfoclimáticas do relevo terrestre (ROSS, 2010).

A contribuição mais substancial para a sistematização da Geomorfologia Climática, a qual postula que diferentes climas podem produzir diferentes processos e compartimentos de relevo a ele associados, formando, assim, as regiões morfoclimáticas, é devida a Jean Tricart e a André Cailleux, que, no decorrer da década de 1960, propuseram a divisão morfoclimática do globo em: zonas frias; zonas florestadas de latitudes médias; zonas secas dos trópicos e das latitudes médias; e zona intertropical. Para Ross (2010), essa tentativa de estabelecer novos critérios de análise geomorfológica está diretamente preocupada em valorizar os diferentes processos denudacionais dependentes dos climas atuantes no presente e sem desconsiderar os demais elementos de interferência na dinâmica da paisagem, como a cobertura vegetal.

Essa perspectiva climática da Geomorfologia tem suscitado inúmeras discussões. Dentre elas, podemos destacar a Teoria da Etchplanação do alemão Julius Büdel (1957). Nas teorias de Davis (1899) e King (1953), as variáveis estrutura e clima, sob fundamentação cíclica, condicionam as análises, enquanto que o papel das alterações geoquímicas das rochas foi negligenciada, particularmente pela Teoria da Pediplanação (VITTE, 2005).

A Teoria da Etchplanação teve suas origens nas pesquisas desenvolvidas inicialmente pelo inglês E. J. Wayland (1933), em Uganda, na África. Para Wayland, o escalonamento de superfícies aplainadas não poderia ser explicado pela teoria da peneplanação, uma vez que coexistiam, lado a lado, na África Oriental, superfícies de aplainamento de diferentes idades e com diferentes cotas e níveis de base. Para ele, as superfícies de aplainamento de cotas altimétricas mais baixas seriam formadas pela erosão parcial ou total de um espesso manto de alteração que recobriria uma superfície basal de intemperismo (SANTOS; SALGADO, 2010).

No entanto, a Teoria da Etchplanação só ganharia corpo teórico com os trabalhos de Julius Büdel, que, em 1957, lançou suas bases conceituais (SALGADO, 2007), consolidando assim o papel do intemperismo na análise geomorfológica. Sua concepção é que existe uma integração dialética entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial (VITTE, 2005). De acordo com J. Büdel, para que as superfícies de aplainamento sejam formadas, é necessária a conjunção de dois fatores: relativa quietude tectônica e existência de condições climáticas tropicais semiúmidas. As condições climáticas semiúmidas seriam necessárias à gênese dos aplainamentos, pois

somente com elas ocorre concomitantemente o intemperismo químico e a erosão mecânica. O intemperismo químico seria responsável pela decomposição das rochas, criando assim material friável para a erosão mecânica carrear (SANTOS; SALGADO, 2010).

Para Büdel, as regiões que não possuem essas condições climáticas (estação úmida entre 6 a 9 meses), mas que apresentam modelos aplainados não tiveram seus aplainamentos formados nas atuais condições climáticas, ou seja, no passado, apresentaram condições paleoambientais semiúmidas.

Para Christofolletti (1980), J. Büdel, em 1963, introduziu dois conceitos importantes designados pelos termos de Geomorfologia Climática e Geomorfologia Climatogenética. O primeiro termo assinala que os diferentes climas, condicionando os processos erosivos, propiciam o desenvolvimento de conjuntos individualizados de formas de relevo. Nessa perspectiva, a Geomorfologia Climática seria responsável pela análise desses processos e formas, e de suas relações com o clima. Já a Geomorfologia Climatogenética do relevo ressalta que o desenvolvimento do relevo obedece a estágios de evolução geomorfológica. Essa evolução geomorfológica é derivada de diferentes situações paleoclimáticas (clima existente em eras passadas) e estruturais (litológicas) e não apenas produto clima atual (VITTE, 2005).

Portanto, de acordo com a Geomorfologia Climatogenética, o conjunto das formas de relevo controladas climaticamente estão sendo sucessivamente superimpostas umas às outras. Nesse sentido, para J. Büdel, a Geomorfologia Climática faz uma abordagem genérica, enquanto a Geomorfologia Climatogenética é responsável pela análise histórica de áreas particulares (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Dentre as grandes teorias acerca da evolução da paisagem, podemos destacar a Teoria do Equilíbrio Dinâmico de John Tilton Hack (1960), em que se recupera a contribuição de Grove Karl Gilbert (1880) de ajuste entre a força e a resistência. Segundo essa teoria, as paisagens passariam por longos períodos de denudação, mantida por um ajuste entre o controle litológico e os processos superficiais.

O princípio básico dessa teoria é que o relevo é um sistema aberto que mantém constante troca de energia e matéria com os demais sistemas componentes do seu universo. Essa teoria fundamenta-se na Teoria Geral dos Sistemas, sendo, portanto, entendida pela funcionalidade na entrada de fluxo de energia no sistema que produz determinado trabalho (CASSETI, 2005).

John T. Hack considera o modelado como resultado da competição entre a resistência do material superficial e a ação externa das forças de denudação. Portanto, para Hack, as formas de relevo e os depósitos superficiais possuem uma íntima relação com a estrutura litológica e os mecanismos de intemperização, embora deixando transparecer maior valorização da primeira.

Para Hack, a amplitude topográfica, a distância vertical entre o topo da vertente e o fundo do vale de um rio, é aproximadamente igual dentro de determinado tipo de rocha, mas difere muito de uma litologia para outra. Do mesmo modo, os perfis das vertentes variam conforme o tipo litológico (CHRISTOFOLLETTI, 1980) (Figura 1.11).

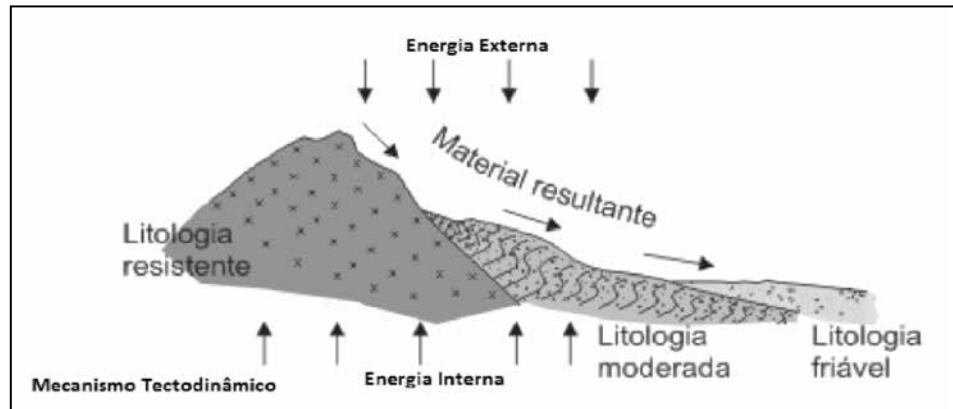


Figura 1.11 – Equilíbrio dinâmico mantido nos diferentes panoramas topográficos, determinados pela resistência diferencial litológica, que proporciona, mesmo com declives fortes, um volume de material correspondente.

Fonte: <http://www.funcape.org.br/geomorfologia/>.

De acordo com Marques (2009), a aplicação conceitual do “Equilíbrio Dinâmico” (ajustamento contínuo entre o comportamento do processo e as formas resultantes), nos estudos morfoclimáticos, não levaria, necessariamente, também, a uma homogeneidade de formas, quando o relevo é submetido a um mesmo clima. As feições do modelado, segundo o autor, deixam de ser algo estático para serem também dinâmicas em suas tendências a um melhor ajuste em sintonia com o modo de atuação dos processos.

Segundo Christofolletti (1980, p. 171), quando se procura investigar a evolução do modelado em amplas áreas, torna-se impossível seguir em detalhe o desenvolvimento de cada constituinte (vertentes, rios etc.) do sistema em consideração. Por outro lado, a escala dos fenômenos atuantes é tão variada, assim como é complexa e complicada a inter-relação entre eles, que o conhecimento só pode prosseguir através de considerações sobre as suas propriedades médias, utilizando-se de conceitos probabilísticos.

A Teoria Probabilística da Evolução do Modelado trata-se de uma tendência que floresceu no início da segunda metade do século XX, tendo como principais representantes Luana Bergere Leopold e Walter Basil Langbein (1962). O fundamento básico dessa teoria está no conceito de entropia (energia contida em um sistema), um princípio definido por leis da termodinâmica, o qual descreve tanto as formas de distribuição da energia em um determinado sistema quanto suas possíveis respostas a estas entradas de energia.

Nessa concepção, a paisagem geomorfológica e sua evolução dependem de diversos fatores, representados em diferentes escalas de espaço e tempo. Desse modo, a existência de vários fatores, influenciando a realização de um ou mais processos, tenderia a gerar uma multiplicidade de resultados, sendo alguns mais previsíveis do que outros (MARQUES, 2009). Essa teoria deu margem a diversas análises quantitativas dos fenômenos, especialmente os fluviais, o que tornou-a mais conhecida como Teorética ou Quantitativa.

Para a Geomorfologia, a abordagem quantitativa teve dois principais méritos: o primeiro refere-se à quantificação propriamente dita das informações, já que os modelos evolutivos até então conhecidos eram teóricos, sem nenhuma base de dados adquiridos diretamente no local de ocorrência do fenômeno; o segundo seria o uso da ferramenta estatística na análise dos dados, possibilitando questionamentos quanto à representatividade dos processos estudados. Isto fez com que, a partir de então, tanto os levantamentos de campo quanto a definição da amplitude da amostragem se tornassem partes fundamentais da metodologia dos estudos de caso (LEITE, 2011, p. 14).

No Brasil, esta abordagem metodológica em Geomorfologia foi amplamente difundida por Antônio Christofolletti, a partir da década de 1970. É importante salientar ainda o papel da quantificação no desenvolvimento dos trabalhos de Robert Elmer Horton e de Arthur Newell Strahler, em direção à morfometria, que abriram novos horizontes para a Geomorfologia.

Para concluir essa breve abordagem histórica, pode-se afirmar que a sistematização da Ciência Geomorfológica passou por grandes e importantes transformações ao longo do tempo. As teorias de evolução do relevo que surgiram desde o final do século XIX, apesar de possuírem um corpo teórico e metodológico próprio, refletiram tendências intrínsecas à Geomorfologia, como também as tendências filosóficas e políticas de uma época.

Pode-se dizer também que cada uma das concepções teórico-conceituais descritas acima prestigiou mais um determinado aspecto de algum fenômeno ou processo. Cada uma delas ofereceu importantes contribuições, e nenhuma pode ser considerada absoluta. Todas, de alguma forma, estão presentes direta ou indiretamente nos trabalhos que são realizados na atualidade.

2. Divisões da Geomorfologia

Dependendo da abordagem predominante, a geomorfologia pode ser dividida em duas grandes áreas: a geomorfologia estrutural e a climática.

A geomorfologia estrutural tenta explicar as formas de relevo a partir de fatores endógenos (internos). Dessa forma, são considerados os processos tectônicos responsáveis pelas deformações na crosta terrestre, além das propriedades geomorfológicas das rochas que influenciam diretamente no modelado.

A geomorfologia climática tende a interpretar as formas de relevo a partir das ações exógenas (externas) de intemperismo e de erosão, que possuem estreita relação com o clima. Dessa forma, são considerados os diversos processos externos, tais como processos fluviais, eólicos, coluviais, glaciais e térmicos. Além dessas características, a geomorfologia climática também analisa as diversas mudanças climáticas ocorridas ao longo do Quaternário e suas repercussões no relevo atual.

É importante destacar que o relevo desconhece essa divisão formal da ciência geomorfológica, dessa forma, pode-se afirmar que a geomorfologia estrutural e a climática se completam tendo em vista que ambas as abordagens fornecem informações importantes na explicação das formas de relevo.

3. Níveis de abordagem

Toda e qualquer ciência apresenta níveis de abordagem de acordo com o seu objeto de estudo. De acordo com Ab´Saber (1969), a geomorfologia apresenta os seguintes níveis de abordagem: compartimentação morfológica, estrutura superficial das paisagens e fisiologia da paisagem.

a) Compartimentação morfológica

A compartimentação morfológica é um campo que cuida do entendimento da divisão ou da compartimentação topográfica regional, assim como da caracterização e da descrição das formas de relevo em cada compartimento estudado. Um exemplo dessa abordagem pode ser observado na Figura 1.12, que apresenta uma proposta de divisão (compartimentação) das unidades morfoestruturais do estado do Ceará.

Essa análise é muito importante no processo de ocupação. Nessa perspectiva, a geomorfologia fornece subsídios fundamentais nas estratégias de ordenamento territorial a partir das vocações naturais e do grau de vulnerabilidade das unidades geomorfológicas identificadas.



Figura 1.12 – Exemplo de Compartimentação: Domínios Morfoestruturais do Ceará

Fonte: SOUZA, 1988.

b) Estrutura superficial das paisagens

A estrutura superficial procura, além das preocupações topográficas e morfológicas, obter informações sistemáticas sobre a estrutura superficial das paisagens referentes a todos os compartimentos e formas de relevo identificadas. Esse tipo de análise fornece um entendimento do histórico da evolução do relevo, através dos processos paleoclimáticos e morfoclimáticos quaternários, como pode ser observado nos depósitos correlativos e nas feições antigas e recentes de relevo.

c) Fisiologia da paisagem

A fisiologia das paisagens tem por objetivo compreender a ação dos processos morfodinâmicos e pedogenéticos atuais responsáveis pelo funcio-

namento das paisagens no presente. Nessa perspectiva, inserem-se estudos sobre movimentos gravitacionais de massa, processos fluviais, pluviais, térmicos, glaciais, eólicos (Figura 1.13), o papel da cobertura vegetal e a ação antrópica como agente modificador dos relevos.



Figura 1.13 – Transportes eólicos em campos de dunas no município de Barroquinha (CE), exemplo de campo de estudo da fisiologia das paisagens.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2012.

4. Conceitos fundamentais

Os princípios e conceitos fundamentais aqui apresentados foram sistematizados por Willian Thornbury (1960) e são fundamentais para uma compreensão adequada dos aspectos geomorfológicos de qualquer área de estudo. Tratam-se de nove conceitos que abordam diversas áreas de conhecimento geral no âmbito da geomorfologia.

- a) Os mesmos processos e leis naturais que atuam hoje em dia atuaram através de todo o tempo geológico, embora não necessariamente apresentassem sempre com a mesma intensidade do presente.

Esse é um grande princípio básico de geologia, que é conhecido como o princípio do Atualismo ou Uniformitarismo, o qual foi inicialmente proposto por Hutton, em 1785, e, posteriormente, bastante divulgado por Playfair. Tal princípio pode ser resumido com a frase "o presente é a chave do passado".

Hoje sabemos que processos internos, como eventos tectônicos, ou processos externos, como a ação do clima, sofreram diversas mudanças quanto à sua intensidade. Pode-se citar, como exemplo, o Brasil que hoje é tectonicamente calmo, porém, há cerca de 500 milhões de anos, apresentou eventos tectônicos similares ao que ocorre na cordilheira do Himalaia. Da mesma forma, regiões que hoje apresentam climas quentes e úmidos podem ter apresentado climas mais frios no passado.

b) A estrutura geológica é um fator de controle na evolução da superfície da Terra e pode se refletir em diversas características do ambiente natural.

Para se compreender o relevo de uma determinada área, é fundamental que se conheça os aspectos estruturais dessa área, tanto com relação às possíveis deformações crustais como com relação aos tipos de rochas e suas propriedades geomorfológicas.

Cada tipo de rochas pode apresentar diferentes características quanto à ação do escoamento superficial, quanto à desagregação mecânica e à decomposição química, desta forma, é fundamental que se compreenda que uma determinada variedade litológica poderá condicionar uma variedade geomorfológica.

c) Os processos morfodinâmicos deixam sua impressão distintiva sobre as formas do terreno e cada processo desenvolve o seu próprio conjunto característico de formas de relevo ou condições ambientais.

O termo processo se aplica aos numerosos agentes físicos e químicos pelos quais a superfície terrestre sofre modificações. Alguns desses processos se originam no interior da Terra, tais como os produtos do tectonismo, e outros, na parte externa, tais como intemperismo e erosão. Nessa perspectiva, qualquer processo de atuação predominante, interna ou externa, vai ser responsável pela elaboração de um conjunto de formas de relevo específicas.

d) À medida que os diferentes agentes erosivos atuam sobre a superfície terrestre, produz-se uma sequência de formas de relevo com características distintas nos sucessivos estágios de desenvolvimento.

Essa afirmação está diretamente amparada na ideia evolutiva de Davis em seu ciclo geográfico. Porém cabe aqui destacar que deve-se aplicar com muita cautela as terminologias de juventude, maturidade e velhice para cada caso, sobretudo, nos casos comparativos de relevos em áreas diferentes.

e) Na evolução geomorfológica ou ambiental, a complexidade é mais comum do que a simplicidade.

Não se deve adotar apenas um critério específico para se tentar explicar alguma forma de relevo, pois tais formas sempre derivam de um complexo jogo de interações entre diversos fatores naturais que devem ser considerados.

- f) A maior parte dos relevos da Terra tem idade que não vai além do Pleistoceno, sendo exíguas as áreas anteriores ao Terciário.

Em determinadas paisagens da Terra, podem ocorrer rochas do pré-cambriano ou até mesmo do Fanerozoico, porém as idades do relevo são muito mais recentes. Ao longo do Quaternário, a Terra passou por diversos estágios de mudanças climáticas associadas com as glaciações. Cada evento glacial era marcado por temperaturas baixas, regressão marinha e predomínio de processos de intemperismo físico. Já nos períodos interglaciais, ocorria o contrário: elevadas temperaturas, transgressão marinha e processos intempé-ricos químicos predominantes.

Nessa perspectiva, pode-se afirmar que os relevos atuais foram sendo modelados ao longo dos processos geomórficos decorrentes dessas significativas variações climáticas do Quaternário, sendo, portanto, recentes.

- g) A interpretação completa das paisagens atuais é impossível sem uma apreciação total das influências múltiplas de mudanças naturais ocorridas durante o Pleistoceno.

Durante as glaciações, a superfície gelada no planeta era bem maior (26 milhões de km²), com efeitos climáticos e eustáticos globais. Tais efeitos apresentam estreita relação com os relevos atuais.

- h) Para compreender a importância variada dos diferentes processos naturais que atuam sobre a superfície da Terra, é necessária uma apreciação dos climas do mundo.

Para se compreender como os relevos atuais estão evoluindo, é fundamental que se compreendam os aspectos climáticos de cada região estudada. Nessa perspectiva, destacam-se os parâmetros pluviométricos e térmicos.

Dessa forma, além dos aspectos climáticos locais, como pluviosidade e temperatura, é importante que sejam analisados também os aspectos climáticos em escala global, tais como os sistemas de circulação atmosférica e a influência latitudinal.

- i) Embora que o interesse primário da geomorfologia seja pelas paisagens atuais, sua utilidade alcança significativas extensões históricas.

O interesse da geomorfologia é a origem das paisagens atuais, que, na maioria dos casos, apresentam formas que datam de épocas geológicas anteriores. Dessa forma, um geomorfólogo é obrigado a buscar um acesso histórico se pretende interpretar, com propriedade, a história geomorfológica de uma região. A aplicação do princípio do Atualismo torna possível esta interpretação.

Síntese do Capítulo



O capítulo introduz conceitos e apresenta as divisões da geomorfologia, abordando a evolução dos princípios fundamentais que explicam os fenômenos da natureza. Para tanto, são apresentadas as correntes de pensamento que mais se destacaram desde o século XVIII e os modelos que representaram as concepções daqueles que influenciaram no entendimento do pensamento geomorfológico, desde os primeiros estudos até os dias de hoje.

A explicação dos fenômenos associados à história natural da Terra, no sentido de melhor compreender o presente a partir da observação do passado, teve como destaque os estudos de James Hutton (1726 - 1797), de John Playfair (1748 - 1819) e de Charles Leyll (1797 - 1875). O século XIX registrou significativos avanços no conhecimento geomorfológico, a exemplo dos princípios ou leis da morfologia fluvial de Alexandre Surret, os estudos defendidos por Jean Louis Agassiz, Jukes, Andrew Ramsay & Grove Karl Gilbert e John Wesley Powell & Clarence Eduard Dutton.

No final do século XIX, o positivismo evolucionista geomorfológico passa a ser abordado de forma pioneira pelo norte-americano William Morris Davis, sendo este conhecido como o pai da Geomorfologia. No referido período, duas escolas de pensamento geomorfológico se evidenciaram: uma anglo-americana, fortemente influenciada pelo "Ciclo Geográfico" de Davis, e outra germânica, que teve como fundamentação teórica inicial os trabalhos de Ferdinand von Richthofen, o qual tinha, como inspiração, o naturalismo de Alexander von Humboldt. O século XX registrou, como destaque, a teoria que abordava a evolução do relevo, desenvolvida pelo sul-africano Lester Charles King, que apresentava, como argumento, a ideia de que o clima possuía fundamental importância na gênese dos aplainamentos.

Atividades de avaliação



1. Defina geomorfologia e descreva sua relação com a geografia física.
2. Descreva a origem e a história da geomorfologia. Depois, defina-a.
3. Quais são as três principais teorias geomorfológicas?
4. O que a geomorfologia busca estudar e interpretar?
5. Qual a influência da geologia no desenvolvimento da geomorfologia?

6. Qual é o papel da estrutura geológica na definição do relevo terrestre?
7. Quais são as principais fases do lento e progressivo desgaste dos continentes, segundo o norte-americano William Morris Davis (1899)?
8. Quais são as feições residuais que têm sua formação relacionada com processo de erosão seletiva no semiárido nordestino?
9. Qual é a diferença entre geomorfologia estrutural e geomorfologia climática?
10. O que você entende por paleoclimas?
11. No Brasil, a Geomorfologia Quantitativa foi amplamente difundida. Quem foi/foram o(s) principal(is) responsável(is) pela difusão do saber geomorfológico no país?
12. Qual é a diferença entre processos morfodinâmicos e pedogenéticos?

Leituras, filmes e sites



LEITE, A. F. Análise Teórico-filosófica dos modelos de evolução da paisagem: tendências passadas e atuais. **Revista Geográfica de América Central**, Costa Rica, número especial, EGAL, 2011.

VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, UNICAMP, Campinas, n. 16, p. 105-118, 2005.

<http://www.ead.unimontes.br/arquivos/cadernos/uab/oferta2/geografia/periodo3/geomorfologia.pdf>

http://www.educadores.diaadia.pr.gov.br/arquivos/File/2010/artigos_teses/GE-OGRAFIA/Monografias/geomorfologia.pdf

http://www.funape.org.br/geomorfologia/pdf/introducao_geomorfologia.pdf

Referências



AB'SÁBER, A. A. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, Igeog-USP (18), 1969

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em 27 de julho de 2015.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Editora Blucher, 1980. 188p.

LEITE, A. F. Análise Teórico-filosófica dos modelos de evolução da paisagem:

tendências passadas e atuais. **Revista Geográfica de América Central**, Costa Rica, número especial, EGAL, 2011.

MARQUES, J. S. Ciência geomorfológica. p. 23 - 45. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. 9. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. 474p.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia**: ambiente e planejamento. 8. ed. São Paulo: Contexto, 2010. 85p.

SALGADO, A. A. R. Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Revista Geografias**, Belo Horizonte, n. 3, v. 1, p. 64 - 78, 2007.

SANTOS, J. M. dos; SALGADO, A. A. R. Gênese da superfície erosiva em ambiente semiárido - Milagres/BA: considerações preliminares. **Revista de Geografia**, Recife, UFPE, v. especial, p. 236 - 247, VIII SINAGEO, n.1, 2010.

SOUZA, M. J. N. Contribuição ao estudo das unidades Morfo-Estruturais do Estado do Ceará. **Revista de Geologia da UFC**. (1): 73 - 91, junho/1988.

THORNBURY, W. D. **Principios de Geomorfología**. Ed. Kapelusz. Buenos Aires, 1966.

VALADÃO, C. R. Evolução de longo termo do relevo do cráton do São Francisco (denudação, paleossuperfícies e movimentos crustais). 1998. **Tese** (Doutorado em Sedimentologia/Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.

VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, UNICAMP, Campinas, n. 16, p. 105 - 118, 2005.

Capítulo

2

Geomorfologia estrutural

Objetivos

- Entender a importância das grandes unidades estruturais emersas do globo terrestre;
- Compreender a importância dos diversos eventos de aglutinação e de separação continental durante a história geológica da Terra e sua repercussão no modelado terrestre;
- Compreender o interesse da geomorfologia na composição mineralógica das rochas e nas suas propriedades geomorfológicas.

1. Noções sobre a estrutura interna da Terra e tectônica de placas

A superfície terrestre é composta pela interação entre a atmosfera (camada representada pelas massas de ar), hidrosfera (composta pelas águas, sendo mais expressiva nos oceanos), biosfera (representando os seres vivos) e a litosfera (camada rochosa da Terra, situada na superfície). A atmosfera, a hidrosfera e a biosfera são as responsáveis pelos processos erosivos dos relevos terrestres.

A Terra é dividida basicamente em três camadas: núcleo, manto e crosta ou litosfera (Figura 2.1). Para a geomorfologia, a crosta é a mais importante, pois está localizada na parte superficial externa da Terra e serve de base para o desenvolvimento das formas de relevo.

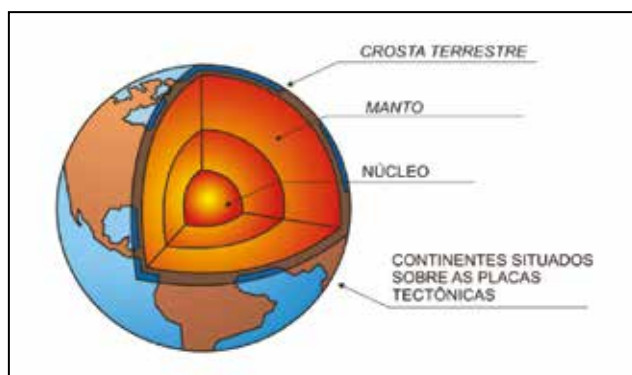


Figura 2.1 – Representação simplificada das camadas da Terra.

Fonte: <http://www.estudokids.com.br/camadas-da-terra/>

A litosfera é constituída pela crosta (com média de 30km de espessura) e pela litosfera mantelítica, separadas pela descontinuidade de Mohorovicic ou Moho (Figura 2.2). Abaixo da litosfera, a astenosfera é a responsável pela movimentação das placas tectônicas, pelos sismos, pelos vulcões e pela formação das cadeias de montanhas. A astenosfera é ativada por movimentos convectivos responsáveis por deformações na litosfera.

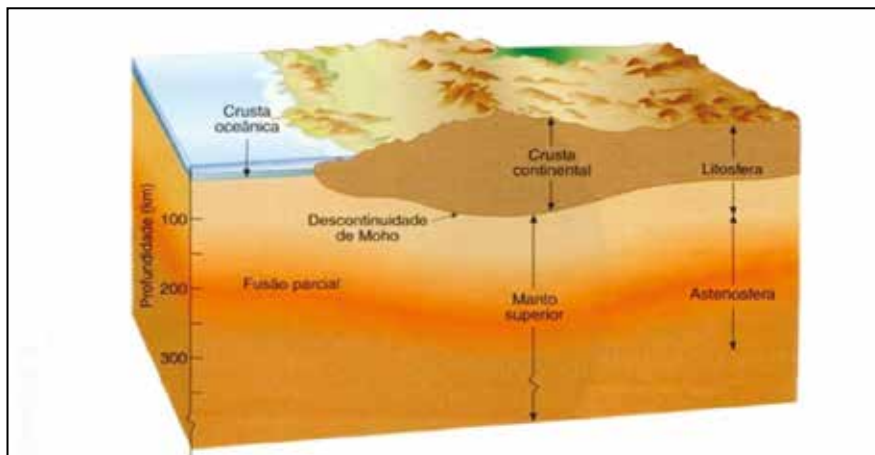


Figura 2.2 – A constituição da Litosfera.

Fonte: <https://sites.google.com/site/correiamiguel25/caracter%C3%ADsticasinternasdaterra>

A crosta terrestre pode se apresentar de forma continental ou oceânica. A crosta continental representa os continentes e as margens continentais imersas, sendo predominantemente constituídas por gnaiesses e granitos, e compreende a crosta superior (10 - 15 km de espessura), com baixa densidade e com grande quantidade de pacotes sedimentares. Nesse setor, predominam as deformações rúpteis (falhas).

A crosta inferior resulta da mistura de rochas graníticas e sedimentares e da intrusão proveniente do manto subjacente. Trata-se de um setor muito denso e que sofre deformações dúcteis (dobramentos). Já o fundo dos oceanos é formado por basaltos recobertos por sedimentos. A crosta oceânica é mais fina (7 km) que a continental.

A litosfera mantelítica encontra-se abaixo da descontinuidade de Mohorovicic. Sua parte superior é sólida, composta por perioditos. Próximo das dorsais, essa camada inexistente. Em contrapartida, elas são bem espessas abaixo das crostas oceânicas e continentais antigas e estabilizadas. A crosta e a litosfera mantelítica são integradas.

A litosfera é composta por uma dúzia de placas tectônicas com diferentes composições (Figura 2.3). Algumas são completamente continentais (Iraniana), outras são completamente oceânicas (Nazca) e algumas são continentais e oceânicas (Sulamericana). Os tipos de limites de placas dependem de seus deslocamentos relativos em função do tectonismo predominante.

DISTRIBUIÇÃO SUPERFICIAL DAS PLACAS LITOSFÉRICAS

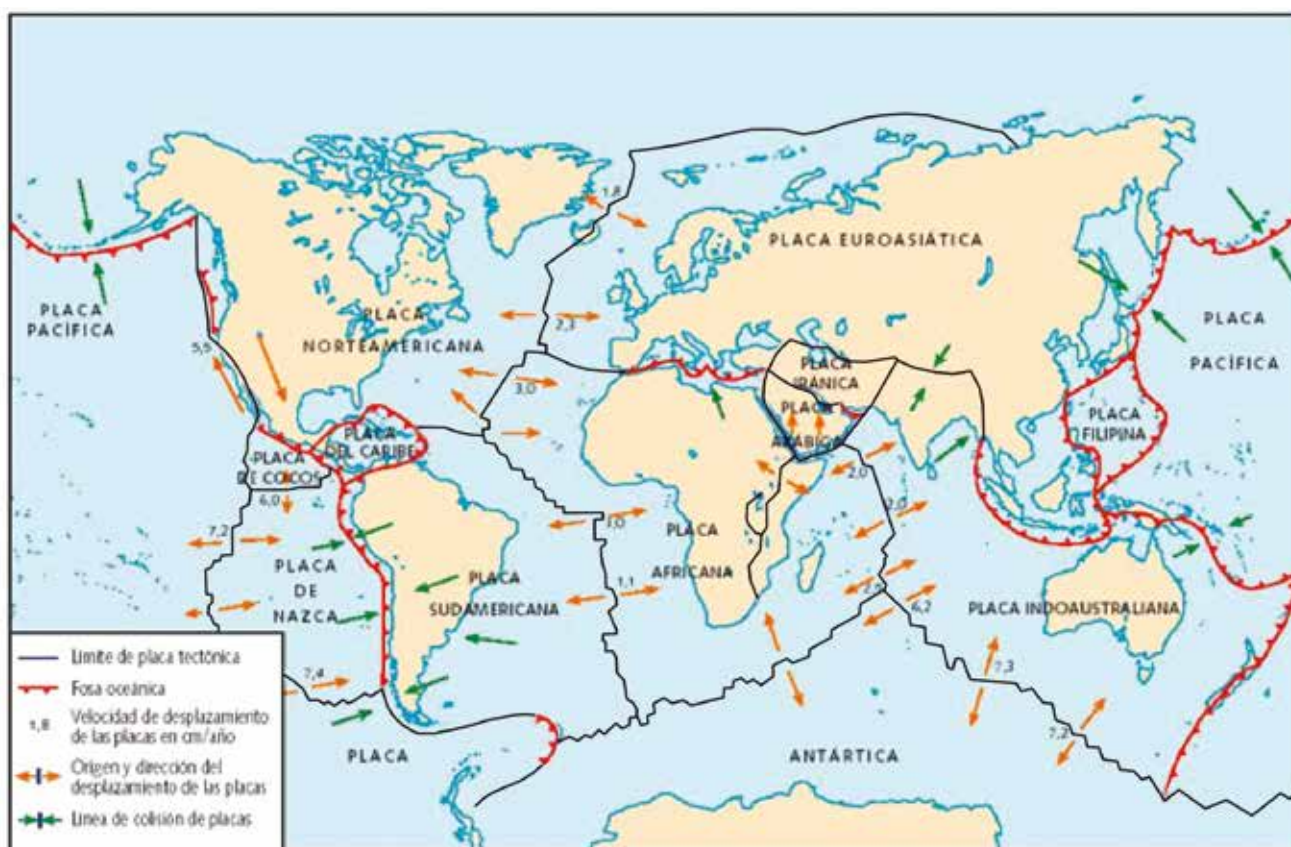


Figura 2.3 – Distribuição das principais placas tectônicas litosféricas.

Fonte: <http://meioambiente.culturamix.com/natureza/principais-placas-tectonicas>.

Na Astenosfera, camada líquida ou viscosa do manto superior, ocorrem movimentos convectivos que são responsáveis pela movimentação das placas tectônicas, localizadas logo acima, na litosfera. Os movimentos divergentes são responsáveis pela separação das placas, enquanto que os convergentes aproximam-nas.

Alguns setores da Astenosfera são muito mais quentes que outros e são conhecidos como *Hot Spots* (Pontos Quentes). Nesses locais, a Astenosfera tende a subir mais facilmente, provocando as zonas de correntes de convecção, que vão justificar a formação dos rifts e, conseqüentemente, da separação de continentes.

A subida do manto quente provoca um soerguimento da litosfera (intumescência térmica), que estica as correntes de convecção, provocando um afinamento crustal. Esse processo é responsável pelo surgimento dos rifts, que são zonas de alargamento da crosta terrestre (Figura 2.4). Esse processo também pode ser responsável pela separação de crostas continentais e pela formação de crostas oceânicas.

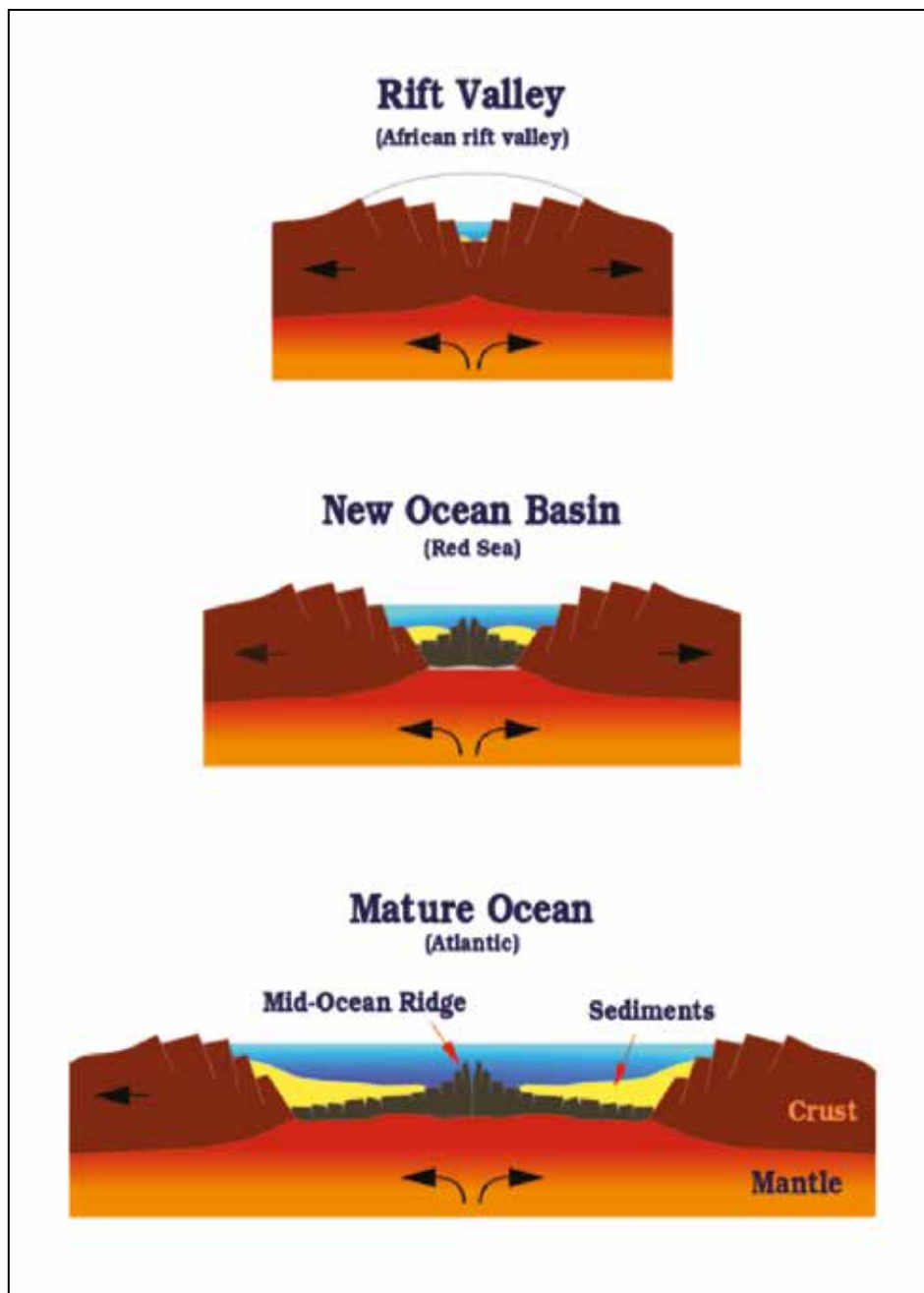


Figura 2.4 – Modelo esquemático de evolução de um rift e consequente separação de uma crosta continental e abertura de uma crosta oceânica.

Fonte: https://en.wikipedia.org/wiki/Great_Rift_Valley#/media/File:Ocean-birth.svg

Quando ocorre a convergência das correntes de convecção, as placas se aproximam. Uma das duas placas mergulha sob a outra num movimento de subducção. Tendo em vista a menor densidade da crosta continental, ela não entra em zona de subducção. Nesse caso, somente a litosfera mantelítica e a crosta oceânica podem entrar em subducção.

Uma característica comum a todas as zonas de subducção é a presença de uma fossa marinha com vulcanismo explosivo. Também estão geralmente associados a processos orogenéticos com a formação de cadeias de montanhas em curso. O mergulho da placa que entra em subducção provoca a fusão do material rochoso, que tende a ascender, podendo gerar vulcanismo.

Uma subducção do tipo oceano-oceano (ex: oeste do Pacífico), corresponde ao encontro de dois limites oceânicos de mesma densidade, cujo plano de encontro é fortemente inclinado (Figura 2.5). As fossas submarinas são muito profundas e o vulcanismo pode formar arcos insulares.

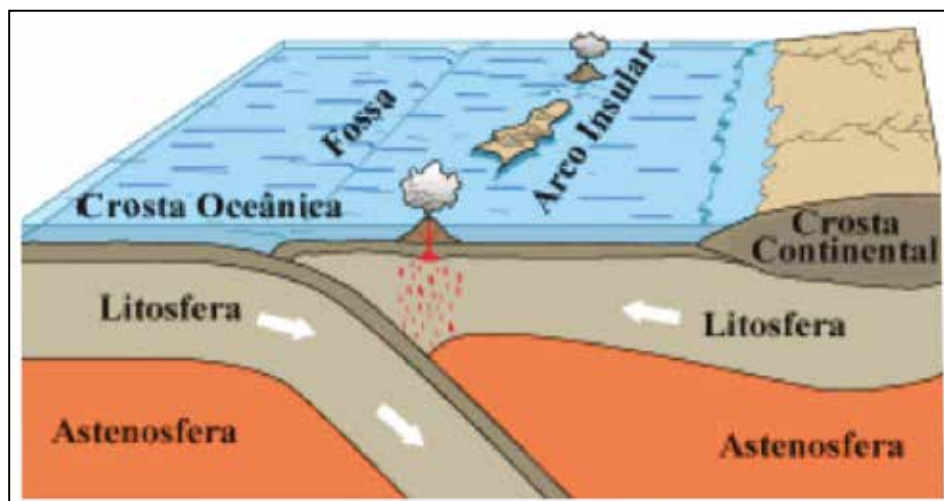


Figura 2.5 – Esboço esquemático de uma subducção no encontro de duas crostas oceânicas

Fonte: http://w3.ualg.pt/~jdias/INTROCEAN/B/22_FrontConverg.html

A subducção oceano-contidente é mais simples e é também conhecida como do tipo andina (Figura 2.6). No caso dos Andes, a placa oceânica mergulha sob a placa continental, que se eleva ou se deforma. Isso é responsável pela formação de grandes volumes de relevos.

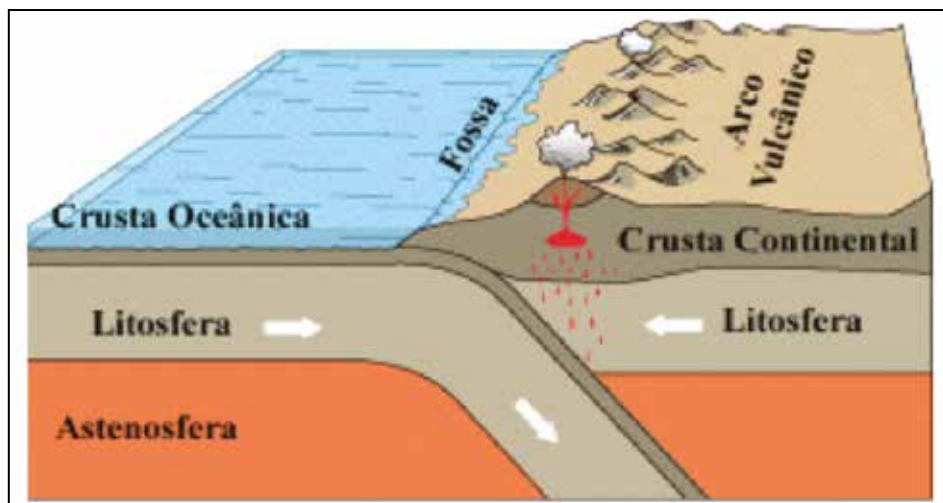


Figura 2.6 – Esboço esquemático de uma subducção no encontro de uma crosta oceânica e uma continental.

Fonte: http://w3.ualg.pt/~jdias/INTROCEAN/B/22_FrontConverg.html

Quando duas crostas continentais se aglutinam, como na Europa e no Himalaya, nenhuma das duas placas afunda em direção ao manto (Figura 2.7). Eles se quebram em uma sucessão de grandes lâminas da crosta, separadas por fraturas. Uma das duas placas gera um esboço de uma subducção, como no exemplo da placa Indiana com relação à placa Asiática. Uma das principais características do espessamento crustal associado com o encurtamento são: a espessura da litosfera excede 100 - 150 km nas áreas das cadeias de montanhas. Esse fenômeno é responsável pelo soergimento dos maiores relevos da Terra, como é o caso do Himalaya.

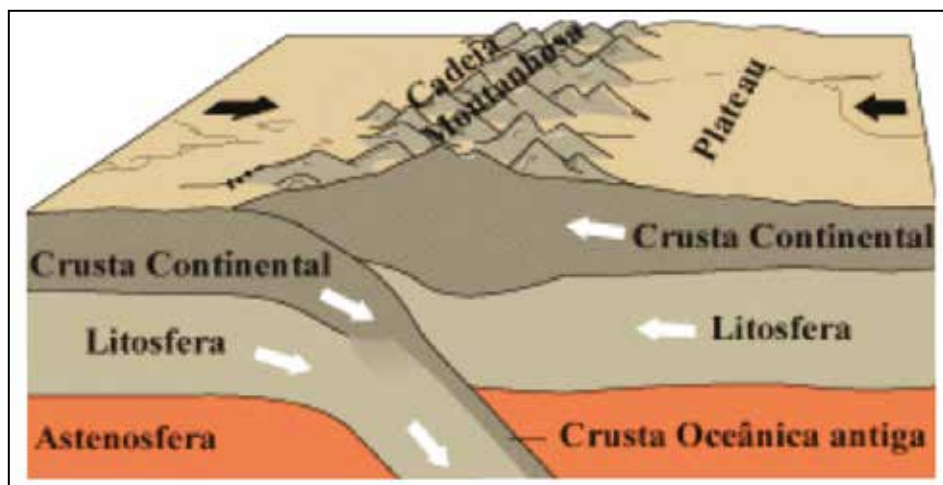


Figura 2.7 – Esboço esquemático de uma colisão entre duas crostas continentais

Fonte: http://w3.ualg.pt/~jdias/INTROCEAN/B/22_FrontConverg.html

A obdução é um caso raro de convergência de placas onde uma porção da litosfera oceânica recobre uma crosta continental. Nesse caso, podem ser encontrados restos de um antigo assoalho oceânico recobrimdo o topo de um relevo continental.

Na Terra, existe um equilíbrio isostático, que trata-se de uma compensação de pesos de massas de terra na crosta. Tal compensação pode ser comparada ao efeito de um iceberg. A isostasia pode provocar movimentos na crosta de forma a compensar acúmulo de massa (isostasia negativa - movimento da crosta para baixo) ou alívio de massa (isostasia positiva - movimento da crosta para cima).

2. Grandes unidades estruturais da Terra

De acordo com Penteado (1983), as grandes unidades estruturais emersas do globo terrestre são os escudos antigos, as bacias sedimentares e as cadeias dobradas. Em macroescala, essas unidades constituem o arcabouço geológico sobre o qual se desenvolvem as formas de relevo terrestre em áreas continentais.

Os escudos antigos, também chamados de crátons, constituem a porção mais rígida da plataforma continental, formada por rochas cristalinas muito antigas, datadas do pré-cambriano. São porções da crosta que sofreram arqueamentos, falhamentos e outras deformações sucessivas, sendo várias vezes arrasadas e rejuvenescidas. Seus aspectos topográficos atuais são bastante modestos, tendo em vista o fato de ter sido sujeita a prolongados períodos erosivos responsáveis por significativos processos de aplainamento.

As bacias sedimentares são porções deprimidas dos escudos que foram entulhadas de sedimentos com algumas centenas ou milhares de metros de espessura e, geralmente, com estruturas horizontalizadas. Apresentam uma grande representatividade espacial na superfície terrestre e são as áreas formadas por rochas sedimentares. Os relevos formados nessas áreas são bem específicos com aspectos tabulares e subtabulares.

As cadeias dobradas constituem terrenos pré-existentes que foram dobrados por orogênese recente (do Mesozoico ao Terciário), geralmente associada a encontros de placas tectônicas. Tratam-se das topografias mais elevadas da Terra, ocorrendo em áreas de subdução e de colisão, como o exemplo dos Andes ou do Himalaia.

3. O tempo geológico

Tendo em vista que os eventos naturais da geologia e até mesmo da geomorfologia ocorrem, na grande maioria das vezes, em escala de tempo geológico, podendo variar de milhões ou até mesmo bilhões de anos, é fundamental que

se compreendam as maneiras de dividir o tempo geológico da Terra desde a sua formação até o presente. Tal divisão pode ser analisada na coluna geológica do tempo, apresentada na Figura 2.8, que, além dos intervalos de tempo, apresenta também alguns dos principais eventos naturais ocorridos.

UNIDADES DE TEMPO					EVOLUÇÃO DA VIDA	
Éon	Era	Período	Ma	Época		
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	1,8	Holoceno	Desenvolvimento do Homem	
		Terciário		Pleistoceno		
				Plioceno		"Idade dos Mamíferos"
				Mioceno		
				Oligoceno		
				Eoceno		
	Paleoceno					
	Mesozoico	Cretáceo	65,5	"Idade dos Répteis"	Extinção dos dinossauros e muitas outras espécies	
		Jurássico	145,5			
		Triássico	199,6			
	Paleozoico	Permiano	245	"Idade dos Anfíbios"	Extinção de trilobitas e muitos animais marinhos	
		Carbonífero	299			
		Devoniano	359			
		Siluriano	416			
Ordoviciano		443				
Cambriano	488	"Idade dos Invertebrados"	Primeiras plantas terrestres Primeiros peixes Trilobitas			
Pré-Cambriano	542			Primeiros organismos com conchas Primeira fauna de metazoários grandes		
Proterozoico	Pré-Cambriano	2500		Primeiros organismos multicelulares		
Arqueano					4030	Primeiros organismos unicelulares Idade mínima da crosta
			4566		Origem do Sistema Solar	

Figura 2.8 – Coluna Geológica do Tempo.

Fonte: <http://educacao.uol.com.br/planos-de-aula/medio/biologia-tempo-geologico.htm>

No intuito de organizar os intervalos de tempo geológico, essa divisão foi estabelecida inicialmente a partir dos Éons, que são os quatro maiores intervalos do mais antigo para o mais novo: Hadeano, Arqueano, Proterozoico e Fanerozoico. É importante destacar que o Hadeano, o Arqueano e o Proterozoico juntos constituem o que se conhece como o Pré-Cambriano, que começou há cerca de 4,5 bilhões de anos e terminou há cerca de 545 milhões de anos. Já o Fanerozoico representa todo o período posterior ao Pré-Cambriano, ou seja, de 545 milhões de anos até o presente, abrangendo o Paleozoico, o Mesozoico e Cenozoico.

Além dos Éons, existem as Eras, que são quatro: Pré-Cambriano, Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico. Cabe aqui destacar que o Pré-Cambriano, além de ser o mais antigo, também é o mais extenso, apresentando uma du-

ração de cerca de 4 bilhões de anos e, desta forma, praticamente se confundindo com a própria idade da Terra, que é de 4,5 bilhões de anos. As Eras são subdivididas em Períodos, e estes, divididos em Épocas.

Para que se possa ter uma perspectiva mais mensurável dos intervalos de tempo geológico, a Figura 2.9 apresenta uma coluna do tempo geológico com uma comparação relativa ao intervalo de um dia em relação a toda a história da Terra.

Escala Geológica de Tempo (com conversão para 24 horas)				
Eras	Períodos	Início		Duração (horas)
		em anos	24 Horas	
Cenozoico	Quaternário	1.800.000	23:59:25	0:00:35
	Terciário	65.000.000	23:39:12	0:20:13
	Cretáceo	146.000.000	23:13:17	0:25:55
Mesozoico	Jurássico	208.000.000	22:53:26	0:19:50
	Triássico	245.000.000	22:41:36	0:11:50
	Permiano	286.000.000	22:28:29	0:13:07
Paleozoico	Carbonífero	360.000.000	22:04:48	0:23:41
	Devoniano	410.000.000	21:48:48	0:16:00
	Siluriano	440.000.000	21:39:12	0:09:36
	Ordóviciano	505.000.000	21:18:24	0:20:48
	Cambriano	544.000.000	21:05:55	0:12:29
Proterozoico		2.500.000.000	10:40:00	10:25:55
Arqueano		3.800.000.000	3:44:00	6:56:00
Hadeano		4.500.000.000	0:00:00	3:44:00

Figura 2.9 – Coluna Geológica do Tempo e sua comparação com o intervalo de 24 horas.

Fonte: <http://educacao.uol.com.br/planos-de-aula/medio/biologia-tempo-geologico.htm>

4. Considerações sobre a história geológica da Terra

4.1. A dança dos continentes

A história geológica da Terra é marcada por vários eventos de aglutinação (Fusão) e separação (Fissão) dos continentes, por influências de forças tectônicas. Tais eventos podem juntar uma parte dos continentes, formando um megacontinente (ex: Gondwana), ou juntar todos os continentes, formando um supercontinente (ex: Pangea). Nos processos de aglutinação ou de separação de continentes, as maiores deformações crustais são observadas nas margens dos continentes, cujas características vão depender dos tipos de movimentos predominantes (convergentes ou divergentes).

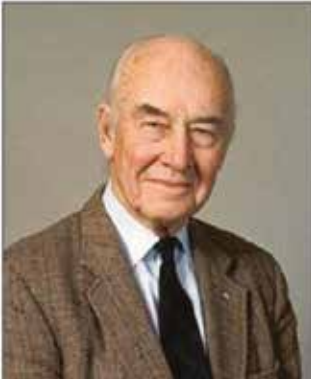


Figura 2.10 – John Tuzo Wilson em 1992. Um dos mais importantes nomes dos estudos da tectônica de placas.

Fonte: https://en.wikipedia.org/wiki/John_Tuzo_Wilson

De acordo com Hasui (2012), os continentes e oceanos sofrem mudanças contínuas, alterando suas configurações e modelando a superfície da Terra. Oceanos se abrem formando dorsais; subduções ocorrem consumindo placas oceânicas; e continentes sujeitam-se a magmatismo, acresções, fragmentações e aglutinações, gerando cadeias montanhosas, que sofrem erosão e originam as coberturas sedimentares. Os processos envolvidos são variados, e pode-se reconhecer uma sucessão geral que é sistematizada no que foi chamado Ciclo de Wilson.

Na tentativa de interpretar a evolução dos continentes, o geólogo canadense John Tuzo Wilson (1966) (Figura 2.10) sintetizou os processos de fragmentação de um continente e abertura de oceano, de aglutinação de continentes e fechamento de oceanos, estabelecendo parâmetros de duração de continentes e oceanos a partir de análises em diversas partes da Terra.

De acordo com o Ciclo de Wilson, os oceanos duram, no máximo, 200 milhões de anos, enquanto os continentes duram, no máximo, 500 milhões de anos. Em intervalos de tempo maiores que esses, os continentes e oceanos são fragmentados pela força do tectonismo. Como a crosta oceânica é mais fina, ela leva menos tempo para se fragmentar. Vale salientar que as rochas mais antigas da Terra se localizam em crostas continentais.

Cada Ciclo de Wilson começou com uma massa continental agregando todas as massas continentais existentes na superfície da Terra em algum momento da história, o supercontinente. Com a dinâmica global, nele incidem processos sucessivos que o fragmentam, separam e dispersam as porções continentais, seguindo-se reaglutinação, formação de cinturões orogênicos não colisionais, e o resultado é um novo supercontinente (Figura 2.11). A repetição dos ciclos de Wilson configura os ciclos de Supercontinentes e alguns

são reconhecidos ao longo da evolução da Terra (HASUI, 2012a).

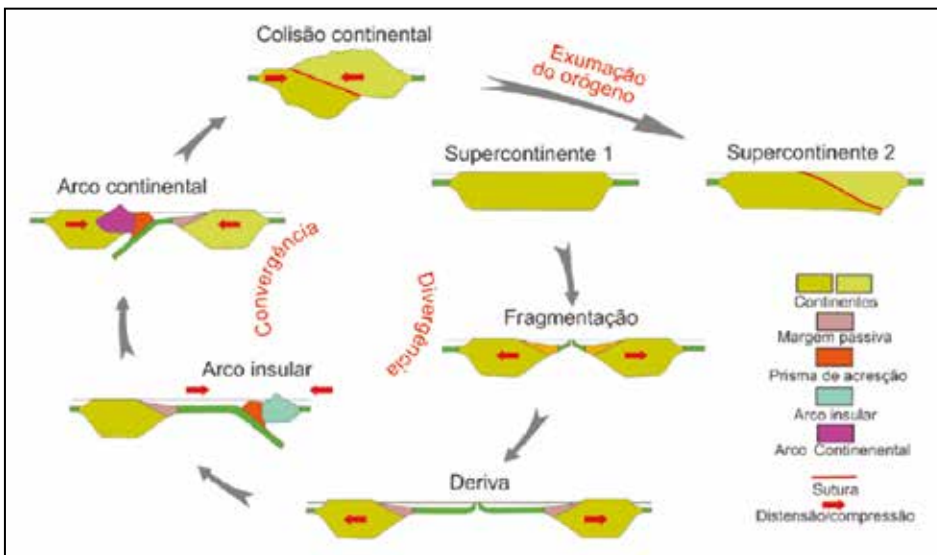


Figura 2.11 – Esquema das etapas do Ciclo de Wilson, evoluindo do supercontinente 1 para o supercontinente 2, passando por processos de divergência, convergência e de colapso orogênico.

Fonte: Hasui, 2012a.

Na história geológica da Terra, diversos eventos de aglutinação e de separação continental ocorreram, sendo que no último supercontinente foi o Pangea. Porém, antes desse, outros ocorreram e tiveram importância fundamental na estruturação geológica da Terra. Na tentativa de esclarecer a importância de tais eventos tectônicos para a América do Sul e, especificamente, para Brasil, serão apresentados os principais eventos associados à dança dos continentes.

Vale lembrar que no que tange à formação de um supercontinente, a aglutinação não foi total, existindo massas ainda em fase de aproximação; inversamente, a fragmentação também não é completa, existindo massas continentais independentes que ainda irão separar continentes ao lado de continentes já individualizados.

Segundo Peulvast e Claudino Sales (2007), a estrutura geológica e os registros estruturais da Plataforma Sul Americana apresentam as marcas dos quatro episódios de aglutinação e de dispersão continentais, que tiveram lugar entre o Pré-Cambriano e o Paleozoico, ao curso dos quais as margens de antigos crátons se chocaram, desapareceram ou se reconstituíram durante eventos de abertura e/ou fechamento oceânico.

A primeira aglutinação continental foi marcada por um processo de colisão de várias massas continentais individuais cujo resultado foi a formação entre 2,2 Ga e 1,8 Ga, do supercontinente Atlântida (BRITO NEVES, 1999). Por volta de 1,8 – 1,6 Ga, processos de fissão dividiram o supercontinente Atlântida em vários fragmentos individuais.

O segundo processo de aglutinação continental ocorreu, possivelmente, entre 1,45 e 0,97 Ga, entre o Paleoproterozoico e o Mesoproterozoico (BRITO NEVES, 1999). Para Peulvast e Claudino Sales (2007), essa aglutinação ocorreu ao longo de suturas desenvolvidas sobre uma extensão total da ordem de 20.000 km, representadas em todos os continentes atuais, e seu resultado foi a formação do supercontinente Rodínia. Entre 1,0 Ga e 750 Ma, um novo Ciclo de Wilson dispersou essa massa continental (BRITO NEVES, 1999).

O terceiro episódio de aglutinação continental ocorreu no Neoproterozoico, entre 880 e 550 Ma, dando origem ao supercontinente Panotia, formado pela Laurásia e Gondwana (BRITO NEVES, 1999). Na América do Sul, esse processo de colagem recebeu o nome de “Orogênese Brasileira”.

Segundo Peulvast e Claudino Sales (2007), a Orogênese Brasileira representa o mais importante de todos os eventos tectônicos na evolução geológica do Brasil. De amplitude continental, esse evento amalgamou o bloco continental Gondwana, formado pelas massas continentais que hoje representam a África, América do Sul, Austrália e a Antártica. Ao curso dessa orogênese, esses crátons se afrontaram em uma colisão oblíqua do tipo himalaiana, pro-

duzindo, nos limites da colagem, dentre outros, um largo sistema de deformações e de dobramentos, conhecido pelo nome de “Província Borborema” (ALMEIDA *et al.*, 1977).

Desde sua definição por Almeida *et al.* (1977), a Província Borborema tem se tornado conhecida como palco de intensa atuação do Ciclo Brasileiro, último evento orogênico importante que a afetou. Tal evento deu origem a um volumoso plutonismo granitoide e a extensas zonas de cisalhamento transcorrente, que estão orientadas, preferencialmente, segundo direções SW-NE, na região setentrional da província, e E-W (Figura 2.12), ao sul do Lineamento de Patos.

Atualmente, a Província Borborema vem sendo entendida como um mosaico de porções de embasamento, de microcontinentes e de faixas orogênicas do Arqueano ao Neoproterozoico separadas por zonas de cisalhamento transcorrente e de empurrão (HASUI, 2012b). Dessa forma, sua evolução pode abrigar um histórico de amalgamação de micropalacas e terrenos, faixas com características geológicas distintas, nas quais prevalecem uma determinada rocha ou grupo de rochas particular, consolidadas ao final do Ciclo Brasileiro, sendo a extensa rede de cisalhamento a prova da grande mobilidade à qual a mesma foi submetida. “Sob essa ótica, pode-se considerar uma evolução bem mais dinâmica da Província, incluindo a possibilidade de descontinuidade entre seus domínios” (CAMPELO, 1999).

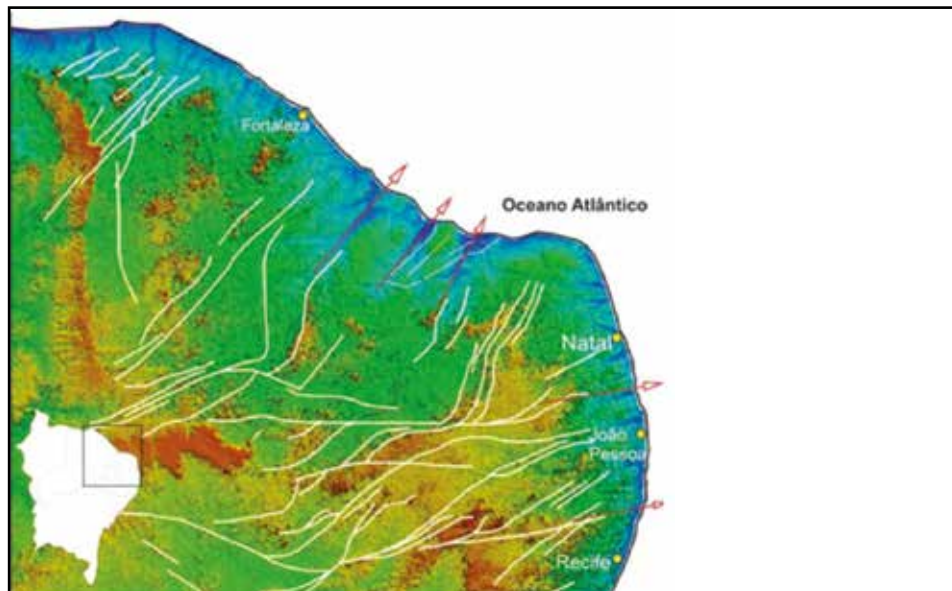


Figura 2.12 – Modelo de elevação digital e estruturas tectônicas (Zonas de Cisalhamento) da Província Borborema. Notar que a direção preferencial da drenagem (seta) é paralela às principais direções das zonas de cisalhamento. As zonas de cisalhamento estão representadas pelos traços em branco, e o pontilhado representa o rifte Potiguar.

Fonte: Maia, 2012.

De acordo com Maia (2012), no Nordeste brasileiro, grandes lineamentos tectônicos de direção NE, desenvolvidos desde o final do Ciclo Brasileiro, são amplamente reconhecidos. Esses lineamentos controlam o traçado meândrico dos cursos d'água, onde as direções preferenciais do escoamento expressam-se como lineamentos NE-SW e E-W, conferindo a esses um nítido controle estrutural.

No Estado do Ceará, os últimos atos da Orogênese Brasileira tiveram lugar em torno de 532 Ma (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2007). Esses episódios estavam ainda em curso quando processos de fissão vieram a fragmentar o supercontinente Panotia.

Na província Borborema, os processos de extensão associados a esses últimos estágios e a fissão do Panotia foram responsáveis pela formação de bacias intracratônicas e pela ocorrência de uma atividade vulcânica e plutônica intensa, em razão do que se formaram rochas extrusivas e corpos graníticos diversos (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2007).

Assim, após a Orogênese Brasileira, a Província Borborema parece ter sido submetida a um período de calma tectônica (ALMEIDA *et al.*, 1977), o qual durou até o Mesozoico, quando iniciaram os processos responsáveis pela dispersão do Pangea, assim como pela formação do Oceano Atlântico, pela individualização da América do Sul como um continente à parte e pela formação da margem continental do Ceará e do Nordeste em geral (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2007).

Por volta de 230 Ma, final do Paleozoico, aconteceu a quarta e última aglutinação continental, com a orogênese que deu origem ao supercontinente Pangeia. Essa colagem não teve expressão no território cearense e no restante do Nordeste brasileiro, em razão do fato de que o Gondwana não se fragmentou ao curso da dispersão pós-brasiliana (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2007). No interior dos continentes, os processos extensionais atuaram no sentido de originar as regiões rebaixadas, permitindo o desenvolvimento de extensas bacias deposicionais (sinéclises), a exemplo das bacias do Parnaíba, Amazonas e Paraná (SILVA, 2008).

Segundo Silva (2008), a mesma geodinâmica que formou o Pangeia veio a fragmentá-lo, processo que consumiu aproximadamente 100 milhões de anos, no Jurássico e no Cretáceo. Nesse processo, gerou interesse especial a separação de Brasil e África, com a abertura do oceano Atlântico, dando origem a inúmeras bacias sedimentares costeiras, portadoras de petróleo, sais e outros recursos minerais.

Cabe lembrar que o Atlântico Norte começou a se abrir em torno de 200 Ma; o Atlântico Equatorial, em 140 Ma; e o Atlântico Sul, em 130 Ma. A separação da América do Sul e da África deu-se a partir do Cretáceo e se completou há cerca de 90 Ma (HASUI, 2012b) (Figura 2.13).

No que concerne à formação da geodiversidade do território brasileiro, são destacadas três condições geológicas fundamentais: margens ativas, margens passivas e ambiente intraplaca. Elas nos permitem compreender a intrincada relação geométrico-espacial das unidades geológicas que compõem o arcabouço geológico do território brasileiro que, por conseguinte, forneceu o embasamento teórico factual para a formulação dos critérios para a subdivisão dos geossistemas e das unidades geológico-ambientais (SILVA, 2008).

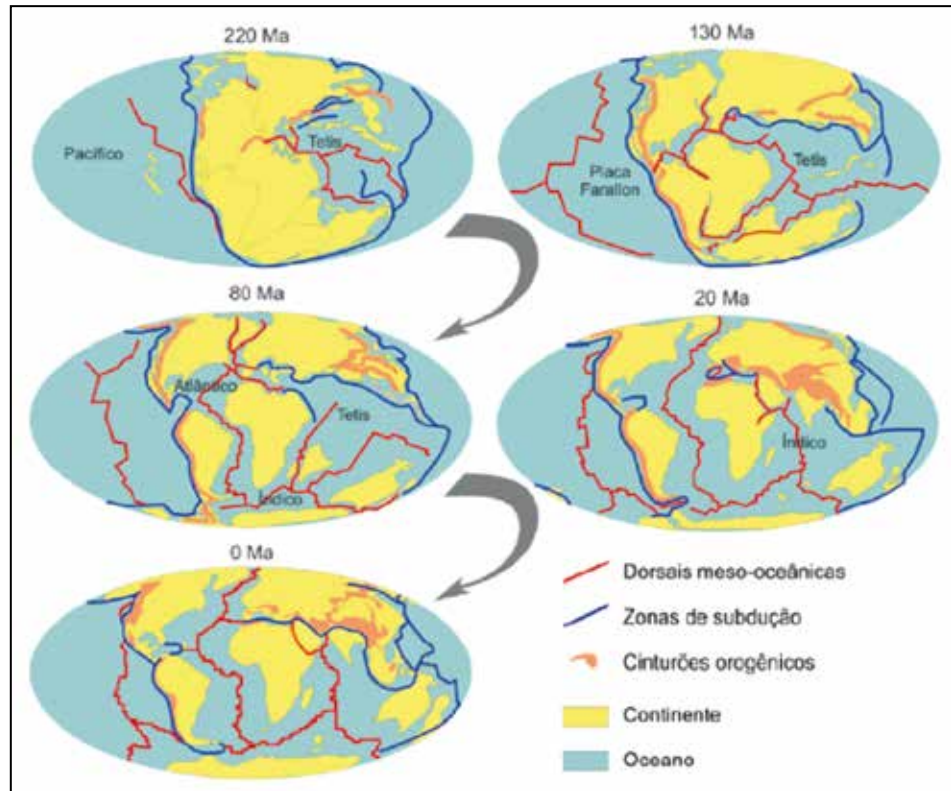


Figura 2.13 – Separação dos continentes formados pela fragmentação do Pangea, que começou no Triássico e prossegue até hoje, com a formação de dorsais oceânicas e expansão de oceanos.

Fonte: Hasui, 2012b.

Nos tempos atuais, América do Sul e África estão se afastando alguns centímetros por ano. Esse afastamento contínuo, iniciado há cerca de 200 milhões de anos, deu origem ao oceano Atlântico. No outro lado do continente sul-americano, contudo, a partir do final do Cretáceo, tem-se o choque da Placa de Nazca (basáltica), que afunda sobre a América do Sul, dando origem a duas grandes feições geológicas: a Cadeia Andina, que se eleva a quase seis mil metros de altura, e um intenso magmatismo plutonovulcânico, decorrente da fusão de camadas internas da crosta, devido ao grande calor gerado ao longo da zona de subdução da Placa de Nazca.

5. Rochas e Geomorfologia

As rochas são os elementos passivos do relevo e sua resistência comanda a velocidade das ações erosivas. A classificação tradicional das rochas divide-as em três grupos de acordo com a sua gênese: magmáticas, sedimentares e metamórficas. Na presente abordagem, manteremos essa forma de divisão, contudo, procurando sempre fazer uma correlação com seus reflexos geomorfológicos.

A geomorfologia se interessa menos na origem das rochas do que na sua suscetibilidade destrutiva com relação às ações erosivas. O estudo da composição mineralógica permite definir vários aspectos relativos à sua resistência.

Um mineral é um elemento ou um composto químico, resultante de processos inorgânicos e de composição química geralmente definido e encontrado naturalmente na crosta terrestre. Os minerais, em geral, são sólidos, tendo somente a água e o mercúrio como exemplos dos que se apresentam no estado líquido, sob condições normais de pressão e temperatura.

Pode-se destacar, por ordem decrescente de resistência, os seguintes minerais: quartzo, feldspato potássico, muscovita, plagioclásio sódico, biotita, plagioclásio cálcico, feldspatoides, anfíbolitos, piroxênios, olivina, calcita, gipsita e o talco.

Para Pech (2005), todas as rochas são constituídas de minerais como os seres vivos são formados por células. Porém diferente de uma célula, a estrutura de um mineral é cristalina, pois seus átomos se aglutinam através de composições geométricas chamadas de cristais, que representam a organização ordenada da matéria.

As rochas podem ser definidas como agregados naturais formados de um ou mais minerais, que constituem parte essencial da crosta terrestre e que são nitidamente individualizados. As rochas ocorrem em extensões consideráveis na crosta terrestre, podendo, na maioria das vezes, ser representadas em mapas geológicos.

5.1. Rochas magmáticas

As rochas magmáticas provêm da consolidação do magma e são, por isto, de origem primária. Dependendo do local da solidificação do magma, essas rochas podem ser intrusivas ou extrusivas. Sua diferenciação pode ser feita através de sua textura e de sua composição mineralógica.

A textura de uma rocha magmática intrusiva depende da velocidade do seu resfriamento. Se ele é lento (da ordem de 1 milhão de anos), sua textura é granular, com cristais visíveis a olho nu. A textura microgranular se deve a um

resfriamento muito rápido, e os cristais são microscópicos. As rochas vulcânicas apresentam textura microlítica, muitas vezes, com aspecto vítreo.

No caso das rochas magmáticas intrusivas, também chamadas de plutônicas ou abissais, o magma se consolida dentro da crosta terrestre a vários quilômetros de profundidade, dependendo de sua origem. Seu resfriamento permite que os cristais dos minerais possam se desenvolver formando uma textura aparente na qual os cristais podem ser bem visualizados. Os exemplos mais comuns são os granitoides, que se tratam de rochas resistentes que, geralmente, configuram sobressaltos topográficos, como no caso de relevos residuais (Figura 2.14). Dentre os exemplos de rochas intrusivas, destacam-se os granitos, os gabros, os sienitos, os dioritos e os granodioritos.



Figura 2.14 – Inselberg no sertão de Patos, na Paraíba. Trata-se de um típico relevo residual justificado pela elevada resistência litológica do granitoide que o compõe.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2012.

De acordo com Pech (2005), dependendo de sua composição, quando submetido à erosão, os granitos podem formar material arenoso. Os topos de áreas graníticas, ao serem desgastados, podem formar blocos grosseiros com aspectos ruíniformes, denominados de tors (Figura 2.15). O deslocamento desse material de tamanhos decamétricos ou hectométricos podem gerar significativos caos de blocos (Figura 2.16).



Figura 2.15 – Tor, forma ruiniforme esculpida sobre um afloramento granítico no município de Conceição, na Paraíba.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2012.



Figura 2.16 – Caos de blocos graníticos no maciço da Meruoca, Ceará.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2015.

No caso das rochas extrusivas, também conhecidas como vulcânicas ou efusivas, o magma extravasa-se na superfície e consolida-se rapidamente graças à mudança brusca de temperatura, permitindo que ele passe rapidamente do estado líquido para o sólido. Esse processo rápido inviabiliza o desenvolvimento de cristais mais expressivos, dando à rocha um aspecto escuro, tendo como principal exemplo os basaltos. No processo de resfriamento do basalto, ele pode se contrair, gerando formas colunares (Figura 2.17).



Figura 2.17 – Basalto colunar no Monumento Natural "Devils Postpile", na Califórnia (EUA).

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2014.

As características do magma vão variar de acordo com a sua origem. Podem ocorrer diversos casos de origem magmática, como nas subducções, nas colisões, nos hot-spots, nos rifts etc.

A forma mais comum elaborada num processo extrusivo é o vulcão, que trata-se de um relevo montanhoso localizado no entorno de cavidades eruptivas a partir da acumulação de material derivado de profundidades. Suas formas variam de acordo com os produtos emitidos, da dinâmica eruptiva e da sua evolução superficial. Um mesmo vulcão pode passar por várias fases magmáticas (lavas fluidas, explosões, centros incandescentes, lavas viscosas etc.) ao curso de sua história e da evolução de seu reservatório magmático (PECH, 2005).

Em termos de formas associadas a vulcões, podem-se distinguir as formas construídas e as formas de erosão. Dentre as formas construídas, pode-se destacar o cone vulcânico, um domo e uma caldeira. Já com relação às formas elaboradas pela erosão, destacam-se o neck (Figura 2.18), o dique, as mesas basálticas e os atóis.



Figura 2.18 – Neck localizado no município de Caucaia, no Ceará, cuja estrutura foi formada no evento eruptivo denominado "Vulcanismo Messejana", no Terciário.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2014

5.2. Sedimentos e rochas sedimentares

Os sedimentos resultam da acumulação de detritos provenientes da destruição de rochas e de relevos preexistentes. Também existem sedimentos de origem biológica. A superfície da litosfera apresenta a ação conjunta de diferentes agentes de destruição, tais como água, ar e seres vivos. Os produtos desse desgaste são transportados e depositados por diversos agentes, tais como os rios, a gravidade, o gelo, o vento e os mares.

Nos casos em que a deposição do material sedimentar é recente, esse material encontra-se inconsolidado, como pode ser observado nos casos de material coluvial, aluvial ou litorâneo (Figura 2.19).



Figura 2.19 – Planície costeira formada de sedimentos arenosos inconsolidados compondo os campos de dunas e a faixa de praia no município de Aquiraz, Ceará.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2010.

O tamanho dos sedimentos pode variar de acordo com o evento e o ambiente de sedimentação, e sua análise é feita pela sedimentologia, através de análises granulométricas. Essa análise leva em consideração o tamanho dos detritos constituintes dos sedimentos, tanto em material inconsolidado, como as areias, como em material consolidado, como o arenito. A proporção do tamanho dos grãos deve ser feita a partir de análise laboratorial. De maneira geral, com relação à sua dimensão, os sedimentos podem ser classificados do menor para o maior, como argila, silte, areia, grânulo, cascalho, seixo, bloco e matacão.

Dependendo da área de deposição, os sedimentos podem ser depositados em camadas sobrepostas, subdivididas em estratos. Os grandes ambientes de deposição formam as bacias sedimentares, e cada extrato deposicional representa um depósito específico associado a um evento de deposição que pode ter ocorrido em ambientes continentais ou marinhos.

As principais bacias sedimentares do Nordeste brasileiro podem ser observadas na Figura 2.20.

Quando os sedimentos começam a se cimentar, ocorre a diagênese, evento responsável pela formação de rochas sedimentares que ocorre a uma profundidade de dezenas de metros abaixo de outros sedimentos, com temperaturas acima de 200° C.

A disposição de seqüências de rochas sedimentares em uma bacia apresenta diversas informações sobre a sua história evolutiva. Quando ocorre uma superposição regular e contínua de uma seqüência sedimentar, ela é dita concordante. Uma discordância angular ocorre quando uma camada repousa sobre várias outras diferentes, justificando uma ruptura na sedimentação.

De acordo com Pech (2005), as rochas sedimentares são formadas de elementos químicos variados que permitem uma classificação de acordo com o seu material constituinte:



Figura 2.20 – Principais bacias sedimentares do Nordeste brasileiro, com ênfase para a bacia do Araripe.

Fonte: ASSINE, 2007.

- Argilosos, constituídos de detritos muito finos nos quais predominam minerais argilosos. Geralmente derivado de rochas tenras, indicando uma baixa resistência mecânica.
- Calcários, constituídos por cimentos de carbonato de cálcio. Sua resistência mecânica depende das propriedades da coesão e da cimentação.
- Silicosas, formadas de sílica são geralmente detríticas (arenitos e areias). A resistência mecânica também depende da cimentação.
- Salinas, denominadas de evaporitos, pois se formam depois de evaporação, como no caso da gipsita. São rochas frágeis, muito plásticas.

Dentre os exemplos de rochas sedimentares, pode-se destacar o arenito, o argilito, o conglomerado, o folhelho e o calcário. Dentre as propriedades geomorfológicas de algumas rochas sedimentares, destaca-se a porosidade, que tende a influenciar diretamente no escoamento superficial e na alimentação dos aquíferos. Um bom exemplo de rochas porosas é o arenito.

Com relação ao calcário, trata-se de uma rocha bastante peculiar em termos geomorfológicos, tendo em vista a sua capacidade de dissolução em ambientes úmidos, formando uma classe de relevo bastante curiosa: os relevos cársticos.

5.3. Rochas metamórficas

O metamorfismo é a transformação mineralógica, textural e ocasionalmente química de uma rocha qualquer: sedimentar, magmática, ou mesmo metamórfica. Ele se realiza no interior da litosfera, assim que a rocha é colocada sob condições de temperatura e de pressão superiores às aquelas no ato de sua gênese. Os minerais de uma rocha metamórfica são dispostos em folhas separadas pelas clivagens.

Existem vários graus de metamorfização para formar rochas dessa natureza. Um metamorfismo pode variar tanto com relação à pressão como com relação à temperatura. Em termos térmicos, os processos metamórficos podem variar de 300 a 900° C.

De acordo com Pech (2005), existem vários contextos de metamorfização, como o metamorfismo de contato e os de zonas de subducção e colisão.

No metamorfismo de contato, as rochas magmáticas intrusivas transformam as rochas nas quais elas estão encaixadas através de um metamorfismo de baixa pressão e de alta temperatura. No caso de um batólito, ocorrem, ao seu redor, as seguintes rochas: gnaisses resistente, chamado, de gnaisses de contato próximo do granito, rochas metamórficas próximas das rochas iniciais e rochas encaixantes não metamórficas.

A metamorfização de zonas de subducção e de colisão corresponde às zonas de convergência de placas. O magmatismo não é o principal fator de trans-

formação das rochas, e sim as elevadas pressões. O empilhamento e o aperto das camadas da crosta provocam o esmagamento e a metamorfização das rochas. A porção da litosfera ou da crosta que está acima é esmagada, e sua base, metamorfozada. A parte que mergulha na litosfera tem seu topo metamorfozado. Os fluxos de água intensificam a metamorfização. No caso de uma subducção, adiciona-se o efeito da subida do magma nos processos metamórficos.

Na formação das rochas metamórficas, é importante identificar as características dos fluidos e das rochas pré-existentes que foram alteradas (protólitos). Como exemplos, pode-se citar o quartzito, que trata-se de um arenito metamorfozado; o mármore, que trata-se de uma metamorfização de um calcário; e o ortognaisses, que constitui a metamorfização de um granitoide.

Os extensos setores da crosta terrestre onde afloram rochas metamórficas antigas são conhecidos como embasamento ou escudo. O afloramento das rochas metamórficas demanda um prolongado trabalho da erosão e do tectonismo, em particular, do soerguimento isostático. Dentre os vários exemplos de rochas metamórficas, destacam-se os gnaisses, micaxistos, quartzitos, mármore e migmatitos.

A morfologia de regiões constituídas por rochas metamórficas são suavemente monótonas. A erosão diferencial forma cristas e vales paralelos à xistosidade. Em termos de geomorfologia do Nordeste brasileiro, pode-se afirmar que uma grande parte das depressões sertanejas (superfícies de erosão) é constituída por unidades geológicas predominantemente formadas por rochas metamórficas.

Mesmo com uma grande quantidade de exemplos de rochas frágeis, como o micaxisto, existem rochas metamórficas bastante resistentes, como é o caso dos quartzitos que geralmente estão associados a relevos aguçados, como as cristas (Figura 2.21). Nessa perspectiva, pode-se afirmar que existem maciços cristalinos sustentados por determinados tipos de rochas metamórficas

mais resistentes, como é o caso do maciço de Baturité, no estado do Ceará, composto, predominantemente, por gnaisses, migmatitos e quartzitos.



Figura 2.21 – Visão aérea do Pico Alto, o ponto mais elevado do maciço de Baturité (CE), que trata-se de uma crista sustentada pelo

quartzito da Unidade Independência (Paleoproterozoico).

Foto: SEMACE, 2007.

6. Propriedades geomorfológicas das rochas

De acordo com Penteadó (1983), o comportamento das rochas com relação ao intemperismo depende na natureza das litologias (propriedades físicas e químicas), sob a ação dos diferentes tipos de climas.

As propriedades geomorfológicas das rochas influenciam diretamente nas seguintes características:

- a) **Escoamento superficial:** grau de coesão, grau de permeabilidade e grau de plasticidade;
- b) **Desagregação mecânica:** grau de maciez e tamanho dos grãos;
- c) **Decomposição química:** grau de solubilidade e grau de heterogeneidade.

Dessa forma, seguem abaixo algumas considerações acerca das propriedades geomorfológicas das rochas.

a) **Grau de coesão:** Trata-se de uma propriedade diretamente associada com a velocidade da incisão linear e com o trabalho de desobstrução. Nas rochas sedimentares, o grau de coesão está associado à natureza do cimento que liga os constituintes. Quanto mais coesos os agregados, mais resistente será a rocha com relação ao escoamento. Vale destacar que o cimento carbonático é mais solúvel do que o cimento silicoso. Nas rochas cristalinas, a coesão depende da maior ou da menor porosidade e do tamanho do grão.

b) **Grau de permeabilidade:** É um importante elemento do escoamento, desde que o declive das camadas não influencia significativamente na topografia. A permeabilidade depende dos poros da rocha, das fissuras e do grau de solubilidade. A permeabilidade tende a diminuir o escoamento superficial, enquanto que a impermeabilidade tende a aumentar. Nessa perspectiva, as áreas sedimentares tendem a apresentar uma rede de drenagem com poucos rios, enquanto que, no embasamento cristalino, constata-se um significativo adensamento da rede hídrica.

c) **Grau de plasticidade:** Facilita a incisão linear dos canais, pois dificulta a infiltração, aumentando o escoamento e acelerando a evolução das vertentes. As rochas com material plástico tendem a suportar mais processos intempé-ricos térmicos, tais como a termoclastia, tendo em vista que o seu coeficiente de dilatação limita a ocorrência de quebras na estrutura.

d) **Grau de maciez:** Se refere à ausência de planos de descontinuidade nas rochas, tais como diaclases, fissuras, estratificação ou clivagens. Rochas maciças são mais resistentes. Os planos de descontinuidade favorecem a desagregação mecânica, pois constituem zonas de acesso lento às águas. Nessa perspectiva, a desagregação mecânica contribui para a aceleração do ataque químico.

e) Tamanho dos grãos: Rochas de granulação fina resistem melhor à decomposição do que rochas de grãos grossos. Um exemplo seria o caso dos granitos pórfiros (grãos arenosos) que resistem menos que os aplitos (grãos argilosos). Cabe aqui destacar que a granulação dos granitos está diretamente associada à velocidade de solidificação do magma. No caso de solidificação rápida, a granulação fica fina, devido ao limitado crescimento dos cristais.

f) Grau de solubilidade: Esta propriedade está associada à capacidade de reações químicas que os constituintes das rochas podem sofrer (grãos e cimento). Rochas carbonáticas são bastante solúveis, podendo constituir o desenvolvimento de artes.

g) Grau de heterogeneidade: Corresponde à diversidade mineralógica das rochas. Uma rocha homogênea é mais resistente que uma heterogênea, pois essa última apresenta elementos de solubilidade diferentes. Nessa perspectiva, o ataque aos elementos mais solúveis permite a desagregação dos outros elementos, comprometendo a coesão da rocha. Um quartzito é muito resistente, pois possui basicamente um mineral (quartzo) e um cimento silicoso. No caso dos granitos, a variação mineralógica justifica ataques intempéricos diferenciados e, conseqüentemente, a desagregação dos grãos (granular).

A interpretação de um determinado relevo a partir unicamente das propriedades geomorfológicas das rochas não atende plenamente, pois deve-se considerar também a ação do clima, tendo em vista que diferentes tipos de rochas respondem de forma diferente em casos de condições climáticas distintas. As regiões de clima quente e úmido propiciam a fixação de vegetação densa e uma grande disponibilidade de ácido úmico e de gás carbônico com adensada cobertura vegetal. Essas características aceleram os processos intempéricos químicos nas rochas, que é o que predomina em regiões intertropicais.

De maneira a ajudar no aprendizado, seguem alguns exemplos de rochas e seus aspectos geomorfológicos predominantes, de acordo com Penteadó (1983).

a) Os granitoides: Em função de serem mais ricas em sílica, os granitoides são mais resistentes ao intemperismo químico. Os granitos de granulação fina (aplitos) são mais resistentes. Tratam-se de rochas bastante sujeitas a esfoliações, tendo em vista a forte presença de diaclases associadas a processos de alívios de pressão.

Devido à sua elevada resistência, a maior parte dos granitoides consegue manter ressaltos topográficos como maciços cristalinos ou residuais ou pequenos relevos residuais, como inselbergs (Figura 2.22).



Figura 2.22 – Campo de Inselbergs de Quixadá (CE), litologicamente compostos por granodioritos, que são exemplos de rochas intrusivas.

Foto: SEMACE (2008).

b) Os quartzitos: São rochas predominantemente quartzosas, sendo muito resistentes, tendo em vista sua homogeneidade mineralógica (Figura 2.23), o que limita a ação erosiva do escoamento superficial. Sua composição silicosa justifica a sua baixa solubilidade. Tratam-se de arenitos metamorfizados. Em muitos casos, apresentam-se dobrados, justificando a presença de feições aguçadas.



Figura 2.23 – Pedra Furada: cartão-postal de Jericoacoara (CE). Feição mantida pela enorme resistência dos quartzitos de idade Paleoproterozoica.

Foto: ZEE do Litoral (2005).

c) Os arenitos: As características mais marcantes dos relevos são:

- O nítido contraste entre formas tabulares e subtabulares com vales encaixados e escarpas (Figura 2.24);
- Fraca densidade da rede de drenagem, com rios longos e retilíneos;
- Presença de feições ruiformes bastante curiosas.

O arenito é altamente permeável devido à porosidade e à rede de diaclases, o que reduz o escoamento superficial em função do aumento da infiltração. Os processos físicos predominam nas encostas, com solapamento das bases e desmoronamento das encostas, o que justifica o fato de as vertentes recuarem lateralmente sem perderem a verticalidade.



Figura 2.24 – Grand Canyon (Arizona - EUA): Erosão regressiva através da atuação do rio Colorado. Feições típicas de estruturas areníticas.

Foto: Frederico de Holanda Bastos (2014).

d) As argilas, as margas e as xistos: As propriedades dessas rochas explicam o seu modelato:

- Composição química homogênea à base de silicatos de alumínio;
- Elementos pouco solúveis;
- Alta impermeabilidade devido à falta de comunicação dos poros;
- Grande plasticidade, tornando a rocha pouco resistente a processos lineares, porém muito resistente a processos termoclásticos.

A impermeabilidade justifica uma adensada rede de drenagem com uma evolução rápida das vertentes, com formas suavemente onduladas.

e) Calcários: Tendo em vista a sua elevada solubilidade, sob condições de climas úmidos, os calcários apresentam formas bastante específicas, denominadas de relevos cársticos.

O aspecto mais característico do carste é a ausência de rede de drenagem organizada e de erosão superficial, desenvolvendo-se galerias internas (Figura 2.25) com formas bizarras, como estalactites, estalagnites, dolinas, uvalas etc.

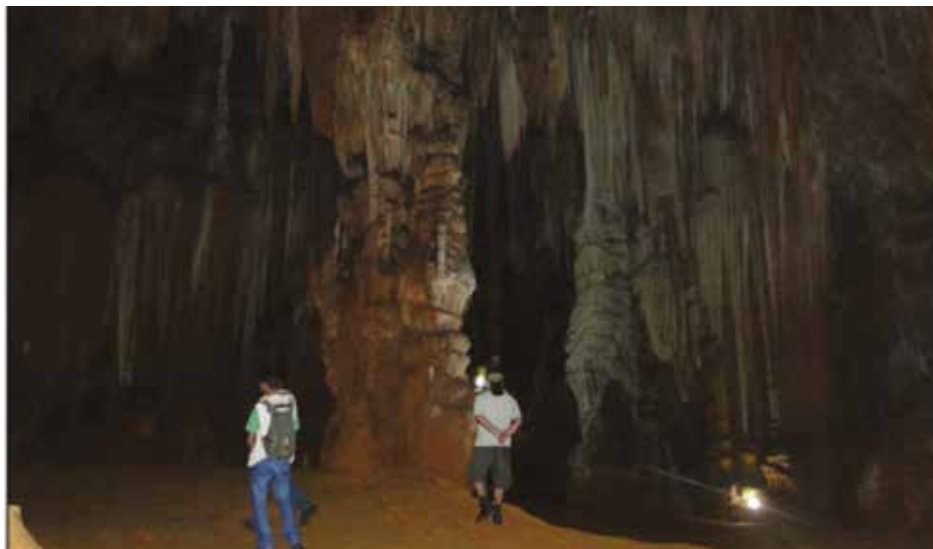


Figura 2.25 – Caverna do Diabo em Eldorado Paulista (SP): Formas endocársticas desenvolvidas a partir da dissolução do calcário.

Foto: Frederico de Holanda Bastos (2012).

7. Relevos em bacias sedimentares

Conforme já foi afirmado anteriormente, as bacias sedimentares constituem áreas topograficamente deprimidas que recebem diversos ciclos de deposição sedimentar, que se organizam em estratos e formam rochas sedimentares.

Ao longo do processo de sedimentação, as camadas vão se depositando umas sobre as outras em concordância ou discordância. O resultado é um pacote de sedimentos em camadas empilhadas. Esse tipo de estrutura pode comportar relevos simples, como chapadas, cuevas e depressões periféricas, dependendo do arranjo das camadas.

Os processos sedimentares podem ocorrer em ambientes marinhos, lacustres e continentais. Numa mesma bacia, podem ocorrer os três tipos de sedimentação. Se a sucessão de ciclos deposicionais ocorrer sem grandes perturbações tectônicas, a estrutura resultante será a mais simples possível, horizontal ou sub-horizontal.

De acordo com Penteadó (1983), no processo de formação de bacias sedimentares, entra em jogo um importante elemento que é a isostasia, a qual provoca movimentos, como a subsidência dos sedimentos localizados na porção central da bacia e o soerguimento de suas bordas. O soerguimento marginal contribui para acentuar a erosão e para voltar a entulhar a parte central da bacia. Nessa perspectiva, pode-se afirmar que predominam estruturas horizontalizadas na parte central das bacias e estruturas inclinadas nas suas bordas (Figura 2.26).

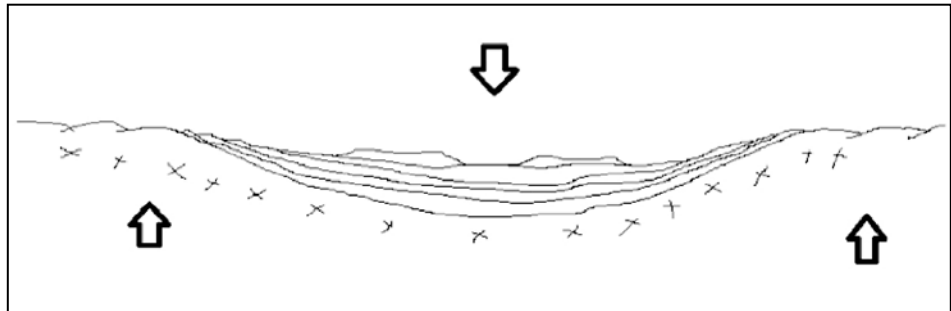


Figura 2.26 – Esboço esquemático da ação isostásica em grandes bacias sedimentares.

Fonte: Elaborado pelos autores.

Dependendo da disposição das camadas em uma bacia sedimentar, sua estrutura pode ser:

Concordante horizontal - que apresenta camadas horizontais empilhadas, facilmente identificadas na parte central das bacias, justificando formas tabulares, como chapadas, mesas ou mesetas.

Inclinada: Que é constituída por camadas sobrepostas levemente inclinadas, numa direção constante, geralmente associada às bordas da bacia. As estruturas inclinadas formam relevos subtabulares, dissimétricos (cuestas). Quando a inclinação de camadas ocorre em grandes áreas, ela é chamada de estrutura de monoclinal. Podem ocorrer estruturas inclinadas sem que necessariamente elas estejam nas bordas da bacia, como no caso de um arqueamento dômico na parte central de uma bacia, que acabaria provocando a inclinação das camadas.

Discordante: ocorre quando se constata um contato oblíquo entre as camadas inferiores da bacia ou então no contato entre a camada inferior e o embasamento onde ela se depositou.

As bacias sedimentares podem apresentar o que se denomina "relevos estruturais", que são aquelas formas cujo topo está diretamente associado à estrutura. Porém, para que se desenvolvam esses tipos de relevos, deve haver diferenciação de resistência entre as camadas sedimentares. Caso as camadas sedimentares apresentem resistência semelhante, não vão aparecer relevos estruturais, e sim uma série de cristas e vales como resultado da erosão.

De acordo com Penteadó (1983), no caso de estruturas concordantes horizontais, se as camadas apresentarem resistência diferenciada e a bacia for soerguida, os rios iniciam o trabalho de entalhe, formando inicialmente vales em V, que, progressivamente, vão se alargando, na medida em que os rios atingem camadas menos resistentes. Ocorre um solapamento das bases das encostas com movimentos de massa e manutenção de seus declives escarpados, porém com recuo lateral.

Nesse caso, a tendência é que uma camada dura se mantenha no topo do relevo, com superfície tabular, sendo mantida por cornijas no topo das escarpas.

Os relevos que se formam nesse caso são as chapadas (Figuras 2.27 e 2.28), mesas, morros testemunhos, vales em manjedouras, anfiteatros e depressões periféricas.

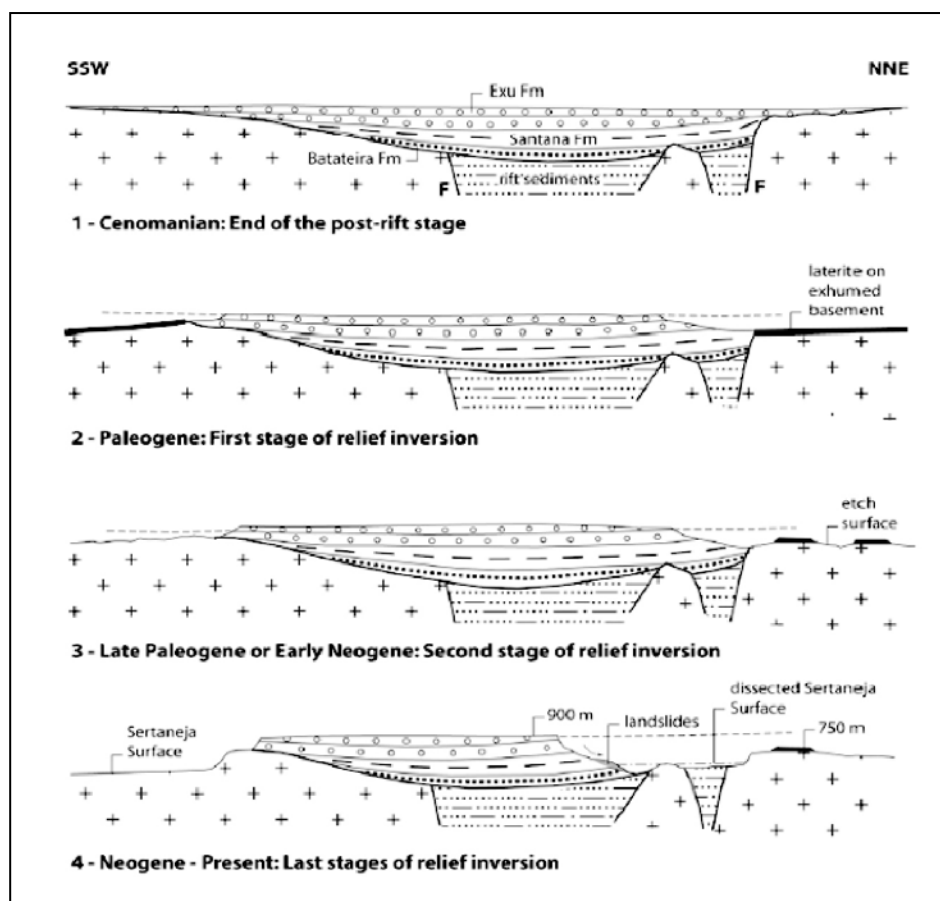


Figura 2.27 – Evolução do relevo da bacia do Araripe (Ceará, Pernambuco e Piauí), de acordo com a interpretação de Jean-Pierre Peulvast e François Bêtard. Recuo lateral das encostas e manutenção do topo pela elevada resistência da Formação Exu.

Fonte: Peulvast e Bêtard, 2015.



Figura 2.28 – Visão aérea da chapada do Araripe, no Ceará, onde se pode observar o topo tabular do relevo e a depressão periférica no vale do Cariri, com as cidades do Crato, Juazeiro do Norte e Barbalha.

Foto: Jean-Pierre Peulvast, 2009.

No caso de estruturas monoclinais, os relevos vão depender de dois fatores básicos: das camadas de resistência diferente e da retomada da erosão para organizar a rede de drenagem. Os relevos dissimétricos são as cuestas, o costão, os hog-backs e as cristas isoclinais (PENTEADO, 1983).

As cuestas são relevos dissimétricos formados por uma camada superior resistente, fracamente inclinada ($< 30^\circ$), sobreposta a uma camada inferior menos resistente, configurando uma escarpa de um lado e um reverso suavemente inclinado no sentido do declive das camadas sedimentares (Figura 2.29).

As cuestas se desenvolvem por erosão diferencial e possuem os seguintes elementos topográficos:

Front: apresenta-se como uma franja que só é interrompida pela formação de uma percée ou gap, que se trata de um cânion formado por um rio conseqüente que drena no sentido do caimento das camadas sedimentares. O front é constituído pela cornija, que é parte superior sustentada por rochas mais resistentes, e pelo tálus, que é a parte inclinada abaixo da cornija que indica o contato entre as camadas sobrepostas.

Depressão ortoclinal ou subsequente: ocorre abaixo do tálus e constitui a vertente do vale subsequente que delimita a cuesta. Essa depressão apresen-

ta uma vertente côncava no lado da escarpa e uma retilínea que pode indicar o reverso estrutural de outra cuesta.

Se o mergulho das camadas apresentarem o mesmo sentido do front da escarpa, a forma é denominada de costão.

Reverso: constitui o topo do relevo, apresentando um declive suavemente inclinado no sentido do caimento das camadas. Como sua topografia é diretamente associada às camadas, ele é chamado de reverso estrutural.

A depressão que se desenvolve no sentido do caimento das camadas sedimentares pode ser chamada de depressão monoclinal.

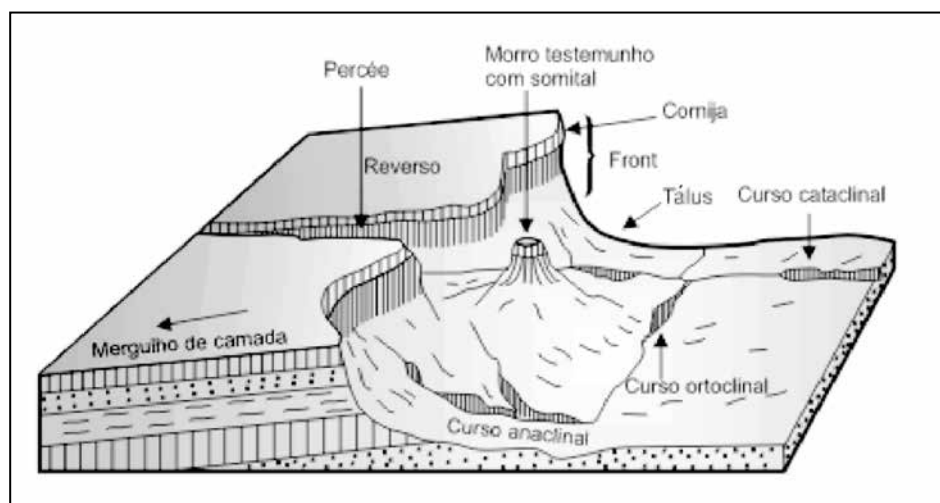


Figura 2.29 – Esboço de relevo de cuesta com a identificação dos seus principais elementos.

Fonte: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>

No caso de estruturas discordantes, quando ocorre um escarpamento no contato entre uma camada sedimentar resistente e o embasamento cristalino, ocorre um relevo chamado de glint.

De acordo com Foucault e Raoult (2010), o glint é um escarpamento contínuo definido por uma cobertura sedimentar rígida disposta de maneira discordante sobre rochas do embasamento cristalino (Figura 2.30). Também conhecido como escarpamento acinal.



Figura 2.30 – Glint no Planalto da Ibiapaba (CE): Cornija de arenito da Formação Serra-Grande, mantendo a verticalização da escarpa, discordantemente disposto sobre rochas do embasamento cristalino.

Foto: Frederico de Holanda Bastos (2012).

8. Relevos em estruturas falhadas e dobradas

Nosso planeta está em constante transformação em função de sua dinâmica interna. Isso se deve à transferência de matéria e de calor do manto superior para os níveis mais elevados da litosfera justificando sua deformação.

A ciência que trata especificamente com essas deformações é a Geologia Estrutural, que analisa tais fenômenos em diversas escalas, desde análises microscópicas até dimensões continentais.

Uma das primeiras dúvidas científicas na geologia estrutural reside no fato de como bacias sedimentares, que originalmente se depositam em planos horizontais, apresentam-se inclinadas ou deformadas.

Somente a partir da segunda metade do século XX é que se descobriu que tais deformações estavam associadas à movimentação das placas litosféricas e a outros fenômenos a elas vinculados.

Para um material geológico qualquer, as principais condições físicas relacionadas a deformações são: pressão e temperatura; condições termodinâmicas; velocidade ou taxa de deformação; e esforço aplicado à rocha. Em função dessas variáveis, as deformações poderão ser rúpteis (falhamentos) ou dúcteis (dobramentos).

Tendo em vista que os fatores físicos mencionados variam de acordo com a profundidade na litosfera, pode-se afirmar que eles atuam em dois domínios deformacionais: os superficiais e os profundos. Nesses diferentes domínios, que não possuem um limite claro, formam-se estruturas igualmente distintas.

O domínio superficial se caracteriza por deformações predominantemente rúpteis, enquanto que, nas grandes profundidades, predominam os dúcteis.

Existem três tipos de tensões que as rochas podem sofrer por forças tectônicas ou por influências de peso de rochas sobrejacentes: a distensão (extensão), a compressão (encurtamento) e o cisalhamento (torção) (Figura 2.31).

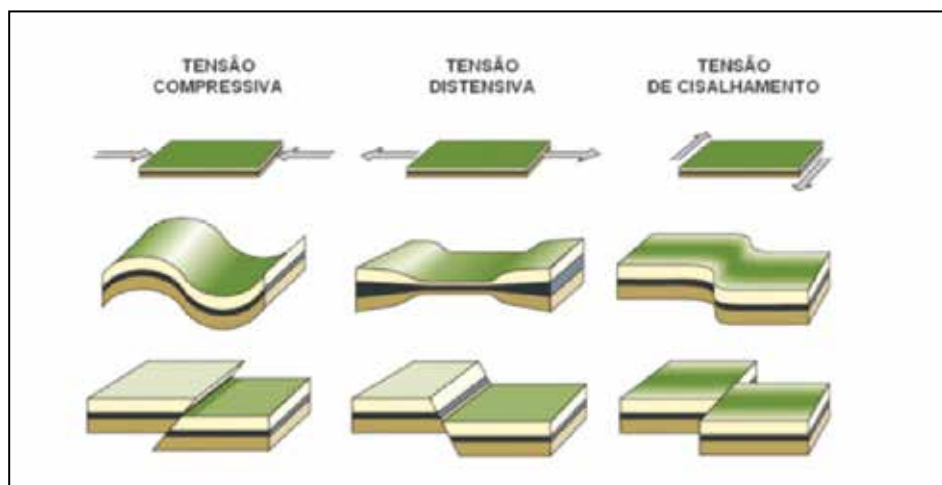


Figura 2.31 – Esboço representativo dos tipos de tensões geológicas.

Fonte: <http://arochaquefezafotossintese.blogspot.com/2011/08/259.html>

As deformações que ocorrem nas rochas podem ser através de dobramentos ou falhamentos. Para entender o tipo de deformação, é importante analisar as propriedades das rochas, vendo se elas possuem um comportamento rúptil ou dúctil.

8.1. Dobramentos

A estrutura dobrada é caracterizada por deformações em material rochoso plástico, terminando em plissamento ou em pregueamento das camadas geológicas, tendo como elemento fundamental a dobra.

As dobras são deformações dúcteis que afetam os corpos rochosos tanto em ambientes compressionais como extensionais. Geralmente, ocorrem associados a cadeias de montanhas, resultantes da interação das placas tectônicas.

Dependendo das dobras, elas podem ser visíveis em imagens de satélite, fotos aéreas e até em escala local. Sua formação se deve à existência de uma superfície anterior que pode ser o acamamento sedimentar ou a foliação metamórfica.

Os principais elementos de uma dobra são (Figura 2.32):

- **Anticlinais:** ondulações convexas para cima;
- **Sinclinais:** ondulações côncavas para cima;
- **Charneira:** é o ponto de curvatura máxima do anticlinal ou do sinclinal;
- **Plano axial:** a superfície ideal, passando por charneiras sucessivas;
- **Flancos da dobra:** São as superfícies onduladas que ligam uma charneira anticlinal a uma charneira sinclinal.

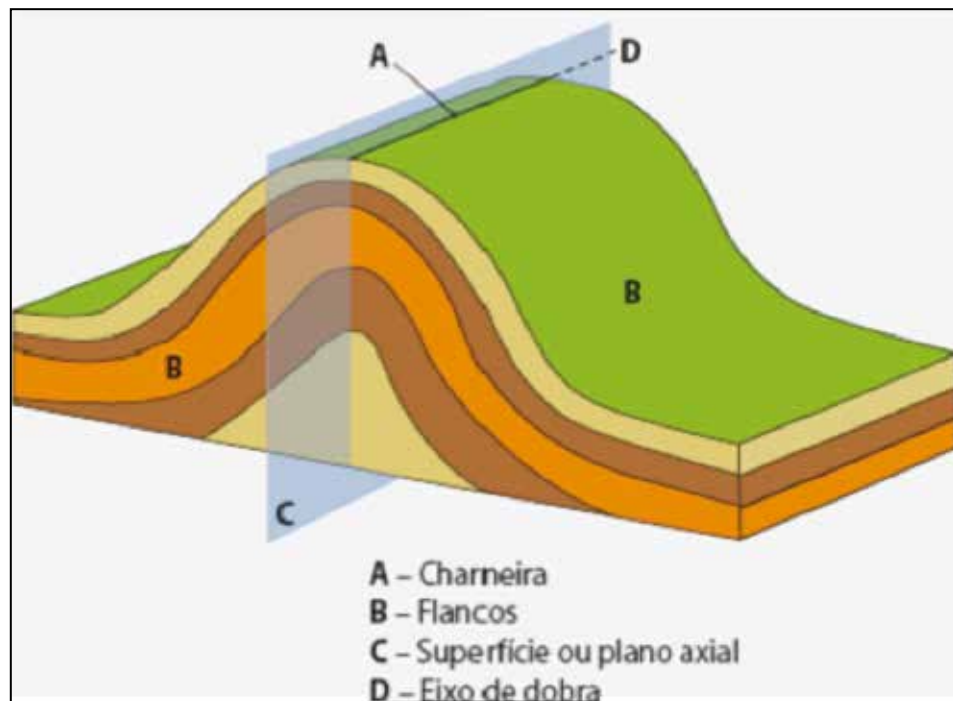


Figura 2.32 – Esboço representativo dos elementos de uma dobra.

Fonte: <http://www.netxplica.com/manual.virtual/exercicios/geo11/deformacoes/11.GEO.dobras.3.htm>

Em termos geomorfológicos, os tipos de relevos em estruturas dobradas dependem dos seguintes fatores:

- Diversidade das condições litológicas que justificam erosão diferencial;
- Condições tectônicas que justificam o tipo de dobramento;
- Ação erosiva alterando a estrutura.

Uma característica comum aos relevos com estruturas dobradas é a presença de cristas e de vales alinhados e paralelos, testemunhando a influência da deformação. Os principais exemplos de relevos em estruturas dobradas são: o relevo Jurássico, o Pré-Alpino e o Apalacheano.

O relevo Jurássico é o tipo mais simples de relevo dobrado. Trata-se de uma sucessão regular de dobras simples, pouco atacadas pela erosão. Assim, as formas ficam muito similares à estrutura, onde anticlinal coincide

com o setor elevado, denominado de mont, e o setor mais baixo coincide com o Sinclinal, formando o val. Essa nomenclatura teve origem na região dobrada do maciço de Jura, na França.

No processo de evolução do relevo Jurássico pela erosão destaca-se o importante papel da rede de drenagem. Inicialmente, formam-se rios nos flancos anticlinais, denominados de ruz, que gradativamente vão abrindo vales estreitos. Essa erosão abre um cânion no topo do anticlinal, denominado de cluse. Daí a erosão acaba formando uma depressão no anticlinal, denominada de combe, onde se intensifica a dissecação da rede de drenagem até o ponto em que a topografia do anticlinal fica mais baixa que a do sinclinal. Nesse caso, tem-se a formação do relevo Pré-Alpino, que se formou a partir da inversão do relevo, pois as formas sinclinais passam a constituir o topo do relevo (Figura 2.33).

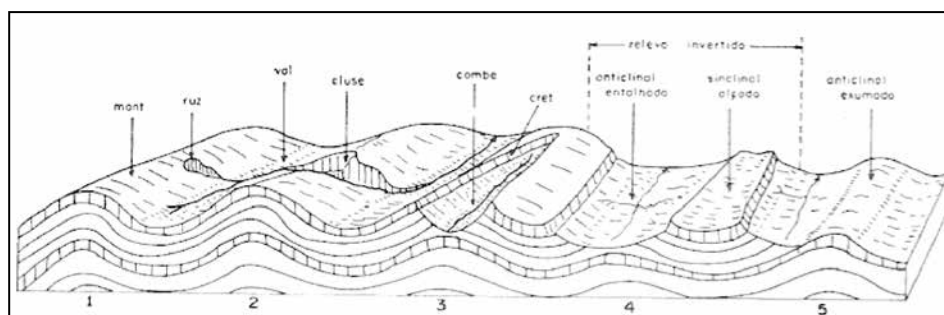


Figura 2.33 – Evolução do relevo Jurássico até o Pré-Alpino, quando ocorre a inversão do relevo.

Fonte: Penteadó, 1983

A partir do momento em que a ação erosiva conseguir aplainar toda a estrutura dobrada e essa for posteriormente soerguida, uma nova ação erosiva tende a formar uma nova dissecação com relevos caracterizados por seqüências de cristas e de vales paralelos, justificados apenas pela erosão diferencial, independente do ponto da dobra (sinclinal ou anticlinal). Nesse caso, tem o relevo Apalacheano, cuja nomenclatura faz referência à região dos Apalaches nos EUA.

8.2. Falhamentos

As falhas resultam de deformações rúpteis nas rochas da crosta terrestre que provocam deslocamentos entre blocos. As superfícies descontínuas formadas podem variar de alguns centímetros a dezenas e centenas de quilômetros.

O estudo das falhas é fundamental para o desenvolvimento de atividades humanas, tendo em vista os riscos associados à construção civil, sobretudo, em áreas de falhas ativas.

Os relevos de falhas são, em geral, retilíneos e bem estruturados topograficamente, com escalonamentos e condicionamento de drenagem, sendo facilmente reconhecíveis através de imagens orbitais. Podem ocorrer falhas nos mais diversos ambientes tectônicos deformacionais (compressivos, distensivos e cisalhantes).

As falhas profundas podem atravessar toda a litosfera, constituindo o limite entre placas tectônicas, como é o caso da falha de San Andreas, nos EUA, e a falha de Anatólia, na Turquia. Essas falhas estão diretamente associadas à ocorrência de terremotos.

Os elementos básicos de uma falha são (Figura 2.34):

- **Plano de falha:** que representa a superfície de fratura;
- **Teto (Capa):** bloco que se sobrepõe ao plano de falha;
- **Muro (Lapa):** bloco que se situa abaixo do plano de falha;
- **Rejeito:** movimento relativo entre os dois blocos da falha (vertical ou horizontal);
- **Inclinação:** ângulo formado entre o plano de falha e o plano horizontal que o intercepta.
- **Direção:** orientação da linha de interseção do plano de falha com o plano horizontal.

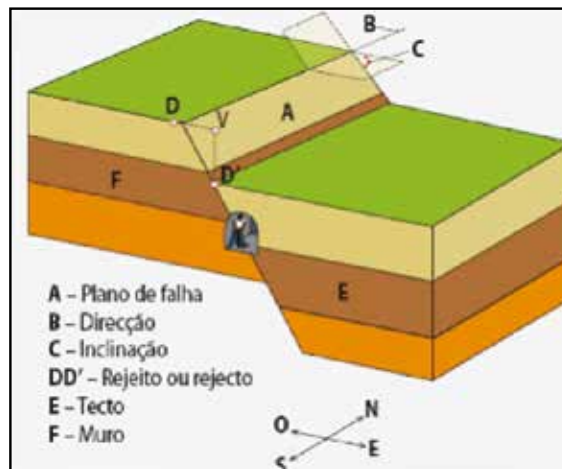


Figura 2.34 – Esboço representativo dos elementos de uma falha.

Fonte: <http://www.netxplica.com/manual.virtual/exercicios/geo11/deformacoes/11.GEO.falhas.2.htm>

A formação de falhas produz reflexos geomorfológicos com evidências diretas ou indiretas. As primeiras são observadas na superfície, como no deslocamento de uma camada em relação à outra, ou ainda nas estrias que se formam a partir do atrito ente os blocos.

Evidências de falhas também podem ser fornecidas indiretamente por métodos geofísicos, critérios geomorfológicos, fotografias aéreas, imagens de satélite, mapas geológicos e topográficos, além dos padrões de drenagem (treliça e retangular).

No processo de formação de uma falha, ocorrem estrias produzidas pelo contato entre os blocos. Nesse processo, pode ocorrer a milonitização, que constitui um tritramento do material rochoso que pode se cimentar com soluções ricas em sílica e formar uma rocha de granulação muito fina denominada de milonito. Se o falhamento for menos intenso, formam-se rochas parcialmente quebradas, denominadas de brechas de atrito.

Associado com estruturas falhadas, é comum a ocorrência de grabens (blocos tectônicos rebaixados) e horsts (blocos tectônicos elevados), que geralmente se destacam na topografia (Figura 2.35). Quando sua ocorrência se dá de forma muito expressiva espacialmente, tem-se uma superfície irregular em função do basculamento tectônico. Analogicamente, podem-se comparar tais superfícies com os teclados de um piano.

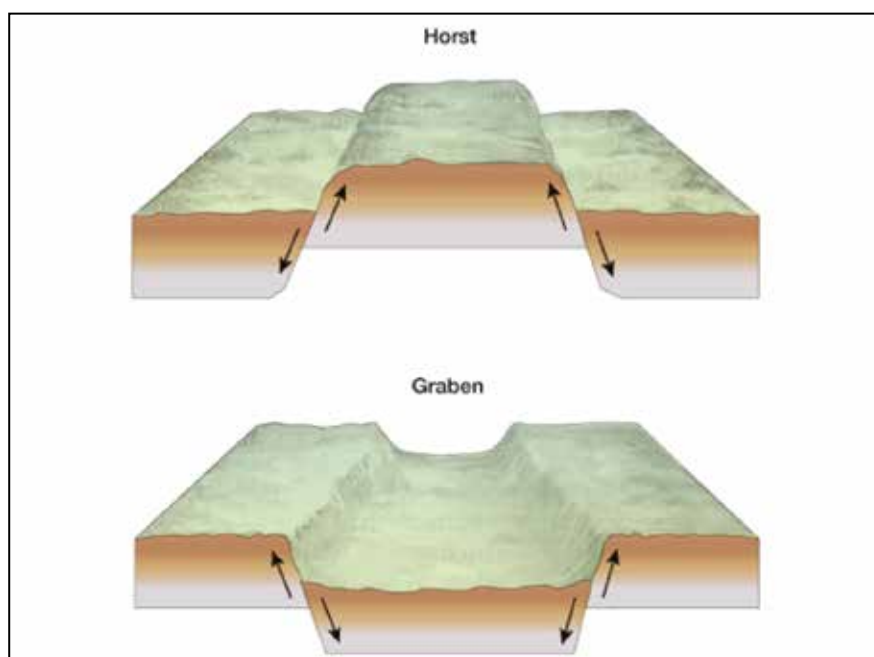


Figura 2.35 – Esboço representativo dos elementos de uma falha.

Fonte: <http://professoralexeinowatzki.webnode.com.br/geomorfologia/agentes-endogenos-e-exogenos/>

Dentre os critérios possíveis para identificação de falhas, deve-se analisar a ocorrência de determinados elementos na paisagem, como:

- Lagos na base da escarpa;
- Cones aluviais na base da escarpa;
- Terremotos frequentes (falha ativa);
- Escarpas alinhadas;
- Vales suspensos;
- Facetas trapezoidais e triangulares;
- Ocorrência de minolitos.

A possibilidade de lagos na base da encosta se deve pela possibilidade de um bloco soerguido servir de barramento para um antigo curso fluvial, formando, assim, o lago.

Na mesma perspectiva, tal soerguimento tende a intensificar a ação erosiva na escarpa a partir dos agentes lineares, formando facetas erosivas que, inicialmente, possuem forma de trapézio e, posteriormente, ficam triangulares (Figura 2.36A). Tal ação erosiva acaba deixando depósitos na base da escarpa com características típicas de diferenciação topográfica abrupta, como no caso dos cones/leques aluviais (Figura 2.36B).

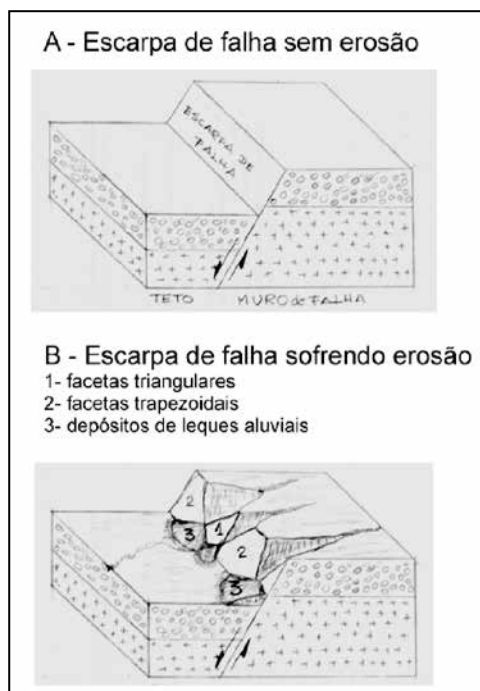


Figura 2.36 – Esboço representativo dos elementos de uma falha.

Fonte: http://sigep.cprm.gov.br/glossario/fig/BlocoFalha_e_Facetas.gif

As falhas podem ser classificadas a partir da disposição geométrica de seus elementos. Dessa forma, devem ser analisados os seguintes aspectos: mergulho do plano de falha, forma da superfície da falha, movimento relativo entre os blocos e comportamento mecânico das rochas.

Os principais tipos de falhas são: Normal; Inversa; e Transcorrente (Figura 2.37).

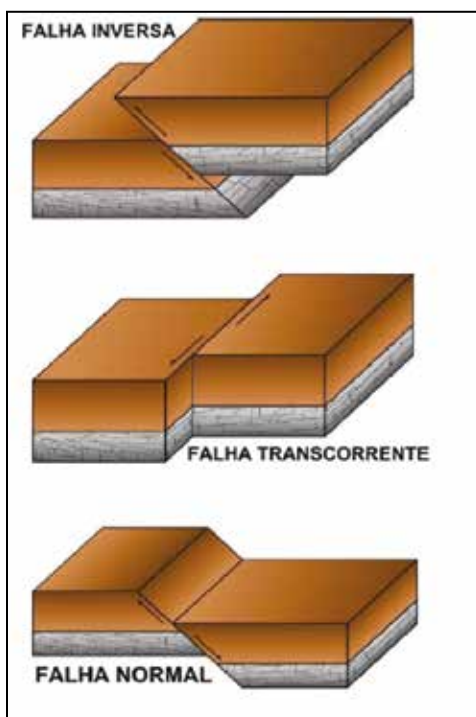


Figura 2.37 – Esboço representativo dos elementos de uma falha.

Fonte: <http://www.mundoeducacao.com/geografia/falha-geologica.htm>

A falha normal possui um ângulo formado em relação ao teto e ao muro. Portanto, nessa falha, as camadas de um lado (muro) ficam elevadas enquanto que as camadas do outro (teto) ficam rebaixadas. Esse tipo de falha está associada a deformações extensionais (ex. cadeias meso-oceânicas) e pode ter relação com a formação de bacias sedimentares.

A falha inversa ou de empurrão é uma falha inclinada com mergulhos de seu plano, em geral, inferior a 45° . Nessa falha, o teto sobe em relação ao muro. Falhas desse tipo estão associadas a deformações compressivas e, frequentemente, apresentam escarpas de falhas.

As falhas transcorrentes ou de deslocamento direcional são, em geral, subverticais e apresentam deslocamentos horizontais entre os blocos. Elas respondem pela organização e estruturação de muitos terrenos metamórficos antigos. Quando estão associadas a limites de placas tectônicas, recebem o nome de falhas transformantes. O movimento dessas falhas pode ser de dois sentidos: sinistral (para a esquerda) ou dextral (para a direita).

Com relação à geomorfologia de áreas falhadas, é importante considerar dois casos: as falhas que formam escarpas no terreno e as que não formam desníveis.

Algumas falhas podem simplesmente por em contato duas rochas de resistência diferente. Nesse caso, a escarpa se dará por erosão diferencial,

onde o plano da falha será exumado. Nessa perspectiva, a falha terá uma relação indireta com o relevo.

De acordo com Penteadó (1983), no caso das falhas que formam escarpamentos, a evolução erosiva pode fazer o relevo passar por vários estágios. Inicialmente, a escarpa original cria um desnível e acelera a erosão. Surgem ravinas e se dá início ao processo de recuo da escarpa. As ravinas evoluem e formam facetas trapezoidais, que depois passam a triangulares. Nesse caso, a escarpa ainda tem uma relação direta com o evento estrutural, constituindo uma Escarpa de Falha.

A erosão reduz as facetas triangulares e faz recuar a escarpa para um nível bem além da antiga linha de falha, gerando, nesse caso, uma Escarpa Herdada de Falha.

A erosão pode nivelar a topografia, e, no bloco anteriormente deprimido, pode aflorar uma camada mais resistente. Nesse caso, ocorre uma inversão da topografia em função da erosão diferencial, onde o bloco anteriormente baixo passa a ocupar uma posição mais elevada, formando uma Escarpa de Linha de Falha.

A erosão pode gerar uma nova superfície aplainada a partir do desgaste do novo ressalto topográfico, fazendo aflorar do lado da primeira escarpa um novo material resistente. Uma nova retomada da erosão diferencial, a partir do vale da linha de falha, porá, novamente, em ressalto, o plano de falha original, justificando um Rejuvenescimento da Escarpa de Falha.

Esse esboço evolutivo dos relevos em estruturas falhadas segue a proposição de Penteadó (1983), conforme pode ser observado na figura 2.38, que apresenta inicialmente a escarpa de falha no item "A", a escarpa herdada de falha no item "B", a escarpa de linha de falha no item "C", o aplainamento do terreno no item "D" e o rejuvenescimento da escarpa de falha no item "E".

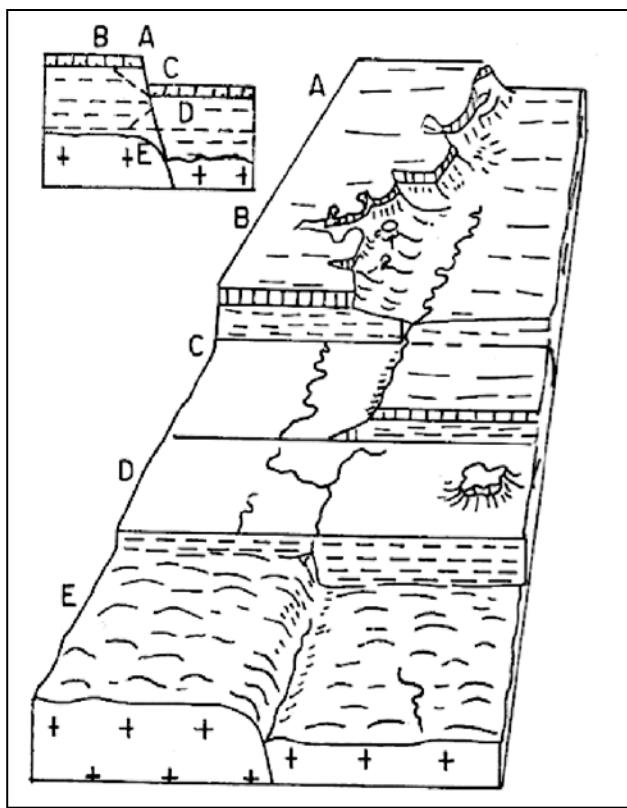


Figura 2.38 – Esboço representativo da evolução de relevos associados a falhas que soerguem terrenos.

Síntese do Capítulo



O capítulo trata de um ramo da geomorfologia que registra a relação entre o relevo e a composição geológica, de acordo com suas influências regionais e seus tipos de feições locais. Para tanto, é feita uma introdução sobre a composição da crosta terrestre (atmosfera, hidrosfera e biosfera) e as camadas que compõem a estrutura interna da Terra (crosta terrestre, manto e núcleo), apresentando a distribuição superficial e as estruturas tectônicas das placas litosféricas. Na sequência, são apresentados conceitos relacionados aos tipos de rochas, sua repercussão geomorfológica e uma sistematização da história geológica da Terra.

A litosfera se constitui importante para a geomorfologia, por estar localizada na parte superficial externa da Terra e servir de base para o desenvolvimento das formas de relevo. A litosfera é constituída pela crosta e pela litosfera mantelítica, que são integradas, sendo que a última encontra-se abaixo da descontinuidade de Mohorovicic. A litosfera é composta por uma dúzia de

placas tectônicas com diferentes composições: as continentais (Iraniana), as oceânicas (Nazca) e as continentais e oceânicas (Sulamericana).

Abaixo da litosfera, a astenosfera é camada líquida ou viscosa do manto superior e é ativada por movimentos convectivos que provocam deformações na litosfera, sendo a responsável pela movimentação das placas tectônicas, pelos sismos, pelos vulcões e pela formação das cadeias de montanhas. Os movimentos divergentes promovem a separação das placas, enquanto os convergentes as aproximam.

A subida do manto quente, em alguns setores da astenosfera, provoca um soerguimento da litosfera provocando zonas de alargamento da crosta terrestre (rift) e conseqüentemente a separação de uma crosta continental e a abertura de uma crosta oceânica. Quando ocorre a convergência das correntes de convecção, as placas se aproximam. Uma das duas placas mergulha sob a outra num movimento de subducção. Uma subducção pode surgir a partir do encontro de duas crostas oceânicas, do encontro de uma crosta oceânica e uma continental e de uma colisão entre duas crostas continentais. A obducção, por sua vez, trata de um caso raro de convergência de placas onde uma porção da litosfera oceânica recobre uma crosta continental.

Na Terra, existe um equilíbrio isostático que se trata de uma compensação de pesos de massas de terra na crosta. Tal compensação pode ser comparada ao efeito de um iceberg. As alterações na crosta terrestre e os eventos naturais ocorrem em escala de tempo geológico, podendo variar de milhões ou até mesmo bilhões de anos, sendo as eras geológicas classificadas em: Arqueozoica, Proterozoica, Paleozoica, Mesozoica e Cenozoica.

Como forma de permitir uma melhor compreensão do tempo geológico, é apresentada uma comparação relativa das eras presentes em toda a história da Terra em relação ao intervalo de um dia (24 horas). Em seguida, o capítulo discute sobre a história geológica da Terra, aprofundando conceitos sobre os tipos de rochas, e as propriedades geomorfológicas das mesmas, e os relevos, ressaltando que esta é marcada pelos eventos de aglutinação e de separação dos continentes por influências das forças tectônicas. Por outro lado, a geomorfologia também se interessa pela suscetibilidade destrutiva das rochas com relação às ações erosivas, utilizando-se dos estudos da composição mineralógica para definir os aspectos relativos à sua resistência. A classificação tradicional das rochas é composta por três grupos de acordo com a sua gênese: magmáticas (aquelas que se originam a partir da solidificação do magma), sedimentares (que se originam a partir do acúmulo de sedimentos, que são partículas de rochas) e metamórficas (que surgem a partir de outros tipos de rochas previamente existentes).

Ainda se reportando às rochas, cabe ressaltar que as tensões internas da Terra podem gerar deformações nelas, quais sejam: de dobramentos (caracteriza-

da por deformações em material rochoso plástico, terminando em pregueamento das camadas geológicas) ou falhamentos (resultam de deformações rúpteis nas rochas da crosta terrestre, que provocam deslocamentos entre blocos).

Atividades de avaliação



1. Ao considerar o tempo geológico presente, em que era, período e época estamos vivendo?
2. Defina os sistemas endógenos.
3. Defina isostasia e acomodação isostática, e explique o conceito de equilíbrio crustal.
4. O que é um mineral? Cite os minerais mais comuns da Terra.
5. Caracterize os minerais félsicos e máficos. Dê exemplos das texturas granular e afanítica.
6. Qual é a diferença entre rochas intrusivas e extrusivas?
7. O que é metamorfismo, e como as rochas metamórficas são produzidas?
8. O que você entende por falhamento, e qual a sua relação com o relevo terrestre?
9. Qual a relação entre limites de placas e atividade vulcânica e terremotos?
10. Caracterize os três limites de placas e as ações associadas a cada tipo.
11. Qual a importância da Orogênese Brasileira no condicionamento do relevo na Província Borborema?

Leituras, filmes e sites



http://www.ead.uepb.edu.br/ava/arquivos/cursos/geografia/geografia_fisica_/GEOFISAULA12.pdf

BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v 29, n. 3, p. 379 - 392, 1999.

CLAUDINO SALES, V., PEULVAST, J-P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, Vol 7, Nº 2. Uberlândia, 2007.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro**. Mercator, UFC, Fortaleza, v. 13, n. 1, p. 127 - 141, 2014.

Referências



- AB'SÁBER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, Nº18. IG – USP. São Paulo, 1969.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B. de; HASUI, Y. FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. **Simp. Geol. Nordeste**. v. 8. p.363 - 391. Atas... Campina Grande-SBG, 1977.
- BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D., PASSOS, E. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Ed. UFSC. V.3. Florianópolis, 2003.
- BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v 29, n. 3, p. 379 - 392, 1999.
- CAMPELO, R. C. Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: integração de dados geológicos e gravimétricos. Rio Grande do Norte, UFRN, 1999. 140p. **Dissertação (Mestrado em Geofísica)**. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, 1999.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo, Edgard Blücher, 2ª edição, 1980.
- CLAUDINO SALES, V., PEULVAST, J-P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, Vol 7, Nº 2. Uberlândia, 2007.
- FOUCAULT, A., RAOULT, J-F. **Dicctionaire de Géologie**. 7ª edition. Dunod. Paris, 2010.
- GUERRA, A. T., GUERRA, A. J. T. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico** – 3ª edição. Editora Bertrand Brasil. Rio de Janeiro, 2003.
- HASUI, Y. Evolução dos continentes. p. 98-108. HASUI, Y.; CARNEIRO, C. Dal Ré; ALMEIDA, F. F. M. de; BARTORELLI, A. (Orgs.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012a. 900p.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Borborema. p. 254-288. HASUI, Y.; CARNEIRO, C. Dal Ré; ALMEIDA, F. F. M. de; BARTORELLI, A. (Orgs.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012b. 900p.
- MAIA, R. P. Geomorfologia e neotectônica no vale do rio Apodi-Mossoró/RGN. Natal, 2012, 218p. **Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica)**. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2012.

PENTEADO, M. **Fundamentos de Geomorfologia**.- 3. Ed, 2. tiragem. Rio de Janeiro: IBGE, 1983.

PEULVAST. J-P.; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**. 233 (20 - 40). 2015.

PEULVAST. J-P., CLAUDINO SALES, V. **Carta morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba**. Nota explicativa. In: CPRM: Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapas na escala 1:500.000. Serviço geológico do Brasil, CD Rom. 2003.

SILVA, C. R. da (Ed.). **Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008. 264p.

SOUZA, M. J. N. Contribuição ao estudo das unidades Morfo-Estruturais do Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, (1): 73 - 91, junho/1988.

THORNBURY, W. D. **Principios de Geomorfología**. Ed. Kapelusz. Buenos Aires, 1966.

WINCANDER, R, MONROE, J. S. KIRSTEN PETERS, E. **Fundamentos de Geologia**. Cengage Learning. São Paulo, 2009.

Capítulo

3

Geomorfologia climática

Objetivos

- Entender a importância dos processos externos na elaboração das formas de relevo terrestre;
- Compreender a importância dos diversos tipos de sistemas de erosão e sua repercussão geomorfológica de acordo com a condição climática;
- Perceber a importância das variações climáticas do Quaternário na gênese dos relevos atuais.

Introdução

A ciência geomorfológica se propõe explicar os relevos que, por sua vez, estão associados a uma diversidade de fatores naturais. No capítulo 2, pôde-se analisar a influência dos aspectos estruturais nas formas de relevo. Porém é fundamental que também sejam analisados os fatores exógenos de elaboração dos relevos que estão diretamente associados com as condições climáticas responsáveis pelos processos de intemperismo e de erosão. Tais fatores são responsáveis pela esculturação dos relevos terrestres.

Ab'Saber (1975) destaca que o relevo atual deve ser sempre analisado como uma “herança” de prolongados processos erosivos, que variaram ao longo do tempo geológico recente, sobretudo, no Quaternário.

Dessa forma, o presente capítulo pretende apresentar temáticas relacionadas às variações climáticas do Quaternário e de que maneira os agentes externos conseguem esculpir as formas de relevo como conhecemos atualmente.

1. O Quaternário: variações climáticas e seus reflexos geomorfológicos

De acordo com Nimer (1979), nenhum fenômeno da natureza pode ser compreendido, quando encarado isoladamente. Qualquer acontecimento natural pode ser convertido num contrassenso quando analisado fora das condições que o rodeiam; ao contrário, se considerado em ligação com os demais, poderá ser compreendido e justificado. O quadro geomorfológico, por exemplo, não pode ser justificado nem bem compreendido se considerado isolado do seu meio atmosférico, isto é, do clima que o domina.

Christofolletti (1990, p. 23) salienta a importância do clima na percepção das paisagens da seguinte maneira: “embora não seja um componente materializável e visível na superfície terrestre, o clima é bastante perceptível e contribui significativamente para se sentir e perceber as paisagens”. Essa ideia é corroborada por Zanella (2007) ao afirmar que a análise das condições climáticas de uma região é importante, pois o clima se reflete nos processos e nas formas geomorfológicas, bem como nos regimes dos rios, na disponibilidade dos recursos hídricos, formação dos solos e na distribuição da cobertura vegetal.

No entanto, segundo Zanella (2007), para entender o que é clima, é necessário compreender o que é tempo. Apesar dos conceitos serem distintos, estão inter-relacionados, pois os conceitos estudados pelo clima, tais como radiação solar, temperatura, pressão, circulação atmosférica, umidade do ar, nebulosidade e precipitação, são também estudados pelo tempo.

A diferença entre os conceitos é que o tempo de um determinado lugar é algo momentâneo e que varia constantemente, enquanto o clima é a sucessão habitual dos tipos de tempo, observados durante vários anos seguidos (ZANELLA, 2007).

O clima de qualquer região é determinado, em grande parte, pela circulação geral da atmosfera. Essa resulta, em última instância, do aquecimento diferencial do globo pela radiação solar, da distribuição assimétrica de oceanos e continentes e também das características topográficas sobre os continentes. Padrões de circulação gerados na atmosfera redistribuem calor e umidade por todo o globo. No entanto, essa redistribuição não é homogênea, agindo, algumas vezes, no sentido de diminuir as variações regionais dos elementos climáticos, tais como temperatura e precipitação, as quais têm enorme influência nas atividades humanas (MELLO; FERREIRA, 2005).

A atmosfera terrestre é um dos domínios mais importantes da natureza, pois sustenta a vida no planeta e garante o suprimento de água e calor necessários para a manutenção da biodiversidade nos diversos ambientes naturais. Nessa esfera gasosa, uma complexa combinação de elementos e fatores meteorológicos, geográficos e astronômicos forma os mais variados tipos de clima do globo (SANT’ANNA NETO; NERY, 2005).

Pode-se considerar a atmosfera e os climas terrestres como resultado das forças que agem sobre o globo, tanto provenientes do Sol (através da energia solar) quanto originadas no interior da Terra (a partir da energia geotérmica). Portanto, os climas resultam, entre outros fatores, da combinação dessas duas grandes fontes energéticas.

Segundo Sant’Anna e Nery (2005), qualquer alteração ocorrida em uma dessas fontes primárias afeta profundamente os climas da Terra. Além disso, o homem, cada vez mais, interfere na superfície terrestre, principalmente a partir da Revolução Industrial, com a evolução das técnicas e do conhecimento

científico, tornando-o um dos principais agentes modificadores do ambiente natural. Dessa forma, o homem também é responsável pelas mudanças do clima, se não em escala global, pelo menos em escala local.

1.1. Transformações ambientais no Quaternário

Por todo o planeta, a intensidade das variações climáticas ocorridas durante o Quaternário produziu efeitos nas taxas de intemperismo e de pedogênese, nos regimes fluviais e nível dos oceanos, e na distribuição ecológica dos seres vivos, forçados a migrações e adaptações às condições mutáveis. Dessas contínuas modificações nas condições ambientais, resultaram transformações mundiais na paisagem (MOURA, 2009).

Para Moura (2009), durante o Quaternário, desenvolveu-se muito do que hoje representa a superfície da Terra, sendo especialmente interessante porque é, também, o período de surgimento do homem. Mudanças ambientais significativas, espaciais e temporais, podem ser identificadas no curto intervalo de tempo envolvido nesse período, representadas em um complexo mosaico de paisagens.

Pouco se conhece sobre o clima terrestre do Pré-Cambriano, ou seja, dos acontecimentos desde a origem do planeta, entre 4.600 Ma até 570 Ma, quando se inicia o Paleozoico. Sabe-se apenas que a atmosfera primitiva formou-se em consequência do esfriamento e da consolidação do planeta. Segundo Sant'anna Neto e Nery (2005), a atmosfera passou a ser semelhante à atual apenas na era Paleozoica (570 – 250 Ma), possibilitando enorme desenvolvimento da vida no planeta.

No entanto, durante o período Quaternário (de 1.8 Ma ao presente), registros indicam que ocorreram, pelo menos, dezesseis glaciações, com duração média de 100.000 anos, intercaladas com épocas mais quentes (os interglaciais), com duração aproximada de 20.000 anos (SANT'ANNA NETO; NERY, 2005). Não foi possível, até o momento, encontrar evidências geológicas de todas as glaciações, pois, muitas vezes, uma glaciação se sobrepõe à outra, tornando seu reconhecimento bastante difícil. Entretanto, cinco grandes glaciações foram detectadas no período Quaternário (Tabela 1).

Tabela 1

Glaciações Quaternárias		
Nome	Período	
	EUA	(em Milhões de Anos)
Europa		
Donau	-	1.600
Günz	Nebraskan	600 - 500
Mindel	Kansan	480 - 440
Riss	Illinoian	230 - 190
Würm	Wisconsin	115 - 12

Fonte: Sant'anna Neto & Nery (2005).

De modo geral, o período Quaternário foi subdividido em duas épocas: Pleistoceno e Holoceno. O Holoceno é a época mais recente do Quaternário e teve seu início no final da última grande glaciação (Würm), há cerca de 10.000 anos. Trata-se do período em que se reconhece o aparecimento do homem moderno e o desenvolvimento das primeiras civilizações. As grandes alterações climáticas ocorridas nesse intervalo caracterizam-se pelo início de uma fase interglacial em nosso planeta. Essa fase dura até hoje e deve terminar em algum momento nos próximos 1.000 anos. Assim, toda a história da humanidade até a presente data aconteceu numa época mais quente, também denominada interglacial (SANT'ANNA NETO; NERY, 2005).

As mudanças climáticas do Quaternário provocaram importantes alterações na dinâmica da superfície terrestre. Todas essas oscilações alteraram o balanço dos processos pedológicos e morfogenéticos, uma vez que se refletiram na acentuação ou no recuo de adições, transformações, translocações e perdas de matéria e de energia nos sistemas (NUNES; VILAS BOAS; SILVA, 2012).

Então, conclui-se que, para entender a evolução do modelado terrestre, faz-se necessário compreender as mudanças climáticas ao longo do Quaternário, os períodos de glaciações e de interglaciação, e como o homem vem interagindo em relação a esse fenômeno. Sendo assim, torna-se necessário entender como os efeitos das glaciações e das interglaciações ocorridas ao longo do Quaternário repercutiram sobre a superfície da Terra, como eles têm atuado sobre as rochas, o relevo e quais as suas influências sobre as regiões que são afetadas e não são afetadas diretamente por elas.

Na Europa, segundo Costa Júnior (2008), as quatro fases glaciais, Günz, Mindell, Riss e Würm, intercaladas por fases interglaciais, promoveram deposições ou formas elaboradas pelo deslocamento de geleiras, como as morainas (depósitos de blocos e argilas carregados pelas geleiras), originando patamares ao longo das vertentes. No extremo sul da América do Sul, ocorreu o desenvolvimento de glaciais alpinos (gelo nas partes elevadas), os quais desciam as encostas criando vales em "U", decorrentes da erosão por fricção ou atrito. Em função do equilíbrio isostático, a concentração do gelo no continente provoca a subsidência que se reflete na crosta interna, provocando a elevação de áreas periféricas e conseqüente deslocamento de massa. Nos períodos interglaciais, ao contrário, o alívio de carga em decorrência da fusão do gelo produz o soerguimento da crosta interna e conseqüente abaixamento da periferia, por compensação isostática (NUNES; VILAS BOAS; SILVA, 2012).

De acordo com Moura (2009), as superfícies e os sedimentos são interpretados em relação a variações climáticas, correlacionadas aos glaciais e aos interglaciais do hemisfério Norte. Para o autor, as superfícies de erosão estariam associadas a fases de clima seco, com chuvas concentradas, quan-

do ocorreria a produção de sedimentos, correspondendo aos glaciais das regiões glaciadas, enquanto os encaixamentos da drenagem por incisão fluvial, que levariam ao escalonamento das superfícies de erosão, estariam ligados a fases de clima úmido, interglaciais.

Nessa perspectiva, de forma geral, pode-se afirmar que períodos interglaciais propiciam um aumento da temperatura média global, com degelo de parte das calotas polares e conseqüente transgressão marinha, justificando climas mais úmidos com intemperismo químico predominante, o que, em termos geomorfológicos, representa uma significativa alteração superficial das rochas, com profundos regolitos, vegetação florestal de significativo porte e dissecação dos relevos.

Por outro lado, os períodos glaciais provocam uma diminuição das temperaturas médias da Terra, com aumento de gelo nas calotas polares e regressão marinha, provocando uma predominância de climas mais áridos, tendo, como reflexo geomorfológico, processos de intemperismo físico, diminuição no porte da cobertura vegetal e significativas fases erosivas, com tendências de aplainamento do relevo (Figura 3.1).

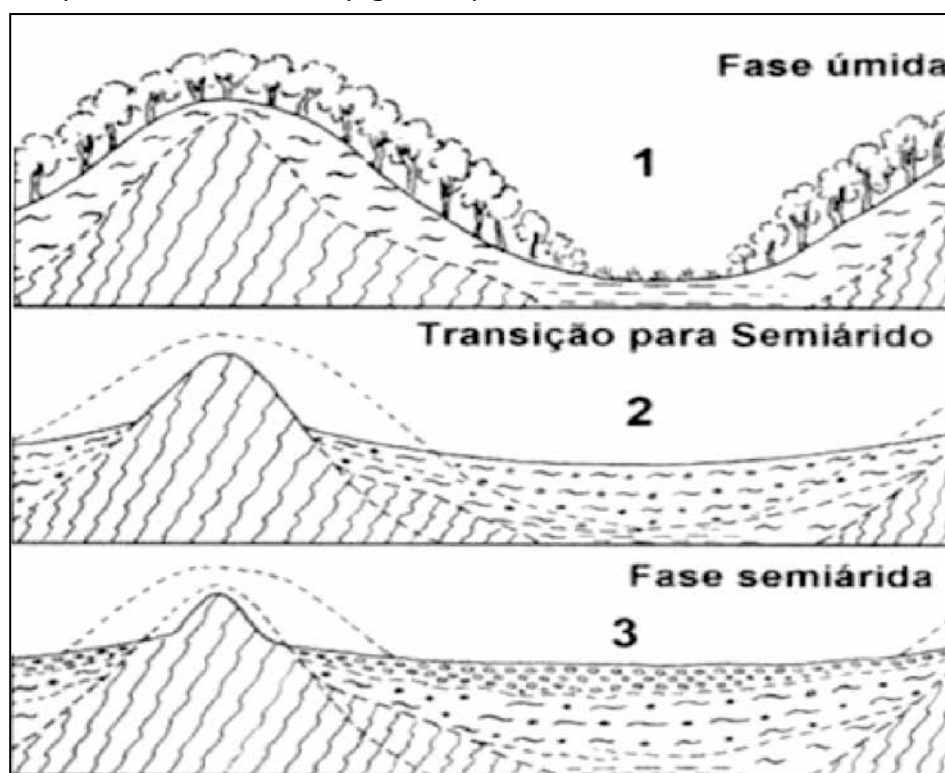


Figura 3.1 – Representação das repercussões geomorfológicas a partir de variações climáticas entre fases úmidas (interglaciais) e fases semiáridas (glaciais).

Fonte: Bigarella; Becker; Passos, 2003.

Portanto, as oscilações climáticas holocênicas e pleistocênicas foram responsáveis pelas variações morfogenéticas associadas às diferentes formas de intemperismo (físico ou mecânico e químico), com reflexos diretos na tipologia dos depósitos correlativos.

Na faixa intertropical, o clima semiárido das fases glaciais produziu uma torrencialidade pluviométrica concentrada, responsável pelo transporte e pela seleção granulométrica nos depósitos detríticos, o que caracteriza o pedimento. Na fase interglacial, o intemperismo químico aprofunda e reorganiza as drenagens, amplia a zona de alteração e do coluvionamento, inumando os detritos produzidos em condições pretéritas (COSTA JÚNIOR, 2008).

Segundo Costa Júnior (2008), as mudanças climáticas se constituem em um dos mais importantes fatores da morfogênese em escala global e são determinantes na evolução pedológica e morfogenética das paisagens regionais. Associada a fatores e processos tectônicos e litológicos, as mudanças climáticas produziram a atual configuração litorânea e pré-litorânea do Brasil, incluindo a origem, a deposição e a evolução do Grupo Barreiras.

Considerando o dinamismo global, constata-se que uma série de fenômenos exerce influência sobre a morfologia da superfície terrestre. Nas regiões costeiras, os movimentos entre as placas continentais e oceânicas determinam o tipo de costa e a sua orientação quanto à exposição às ondas e as correntes. Por outro lado, o clima mundial afeta o desenvolvimento dos organismos, controla a erosão das superfícies e, sobretudo, é responsável pelas flutuações no nível do mar. Logo, as variações associadas ao gelo que se acumula nas regiões polares, bem como aos enormes volumes de água provenientes da fusão desse gelo, modificam a superfície, produzindo mudanças adicionais no nível relativo do mar em nível regional ou local.

Devido à constatação de que o período Quaternário apresenta alternância de fenômenos glaciais e interglaciais, acompanhado de importantes flutuações do nível do mar, o que ocasiona regressões e transgressões marinhas, torna-se fácil deduzir que as feições associadas aos ambientes costeiros, como campos de dunas móveis e fixas, restingas (faixas de areias depositadas paralelamente ao litoral, falésias, deltas, laguna (depressão costeira), penhascos e costões rochosos, têm vida efêmera em função das constantes transformações.

O relevo não é como a rocha, o solo, a vegetação ou até mesmo a água que pode pegar. Ele se constitui eminentemente de formas com arranjo geométrico as quais se mantêm em função do substrato rochoso que as sustentam e dos processos externos (exógenos) e internos (endógenos) que as geram (ROSS, 2010). Tal dinamismo esculpe permanentemente as paisagens das terras emersas, e suas manifestações nos horizontes mais

superficiais da litosfera são agrupadas sob a denominação de processos morfogenéticos, em que ocorrem as muitas formas de relevos elaborados por processos quaternários continentais, dentre os quais pode-se citar: superfícies de aplainamento; encostas; feições de erosão; e as feições de acumulação (colúvios e os leques e terraços fluviais).

Portanto, o Quaternário, que representa menos de 1% do tempo Geológico, é fundamental quando se discute a respeito do clima como um fator atenuante das dinâmicas geomorfológicas e sedimentológicas atuais, aguçando o papel do clima como um excelente mecanismo no entendimento das mudanças físicas do ambiente.

Para Wang *et al* (2004), a ocorrência de períodos úmidos para o Nordeste brasileiro está diretamente ligada a um deslocamento da Zona de Convergência Intertropical para o sul. Deslocamento este da ordem de centenas de quilômetros abaixo da linha atual. Nessa perspectiva, os intermitentes períodos úmidos interferiram na distribuição das florestas tropicais, justificando sua expansão e abrindo corredores florestais entre a Amazônia e a Mata Atlântica. Ainda segundo os referidos autores, a semiaridez climática predominou na história geológica recente do Nordeste brasileiro, onde, dos últimos 210.000 anos, apenas 8% foram de períodos úmidos.

2. Fatores exógenos em diferentes sistemas de erosão

Conforme já foi apresentado anteriormente, para se analisar qualquer relevo terrestre, deve-se compreender uma diversidade de fatores de ordem estrutural, de um lado, e climática, de outro. Tais abordagens se complementam e fornecem uma interpretação completa acerca da explicação das formas de relevo de um determinado local.

Em termos climáticos, Ab'Saber (1975) destaca que o relevo atual deve ser interpretado como uma "herança" de prolongados processos erosivos que variaram ao longo do tempo geológico recente. Nessa perspectiva, é fundamental que se compreenda quais são os processos morfogenéticos exógenos responsáveis pela esculturação dos relevos.

Para tanto, é importante fazer uma apresentação de dois conceitos fundamentais: intemperismo e erosão. A erosão é toda ação capaz de desgastar a superfície da Terra através de transporte de material. Já o intemperismo trata-se de uma ação anterior à erosão. Ele decompõe as rochas, "preparando-as" para a intervenção dos processos erosivos.

Dessa forma, o intemperismo "prepara" as rochas para serem transportadas pelos agentes erosivos que, por sua vez, transportarão esse material para outras áreas, próximas ou distantes.

O intemperismo pode ser interpretado também como um conjunto de modificações de ordem física (desagregação) e química (decomposição) que as rochas sofrem ao aflorarem na superfície da Terra. Os produtos do intemperismo estão sujeitos a outros processos, como erosão, transporte e deposição.

A rocha, depois de alterada, recebe o nome de regolito ou manto de alteração\intemperismo. É na parte superior do regolito que se forma o solo, podendo restar, abaixo dele, uma camada chamada de saprolito, que constitui a rocha pouco alterada.

Os fatores que controlam a ação do intemperismo são, na maioria dos casos, diretamente condicionados pelos aspectos climáticos. De forma mais indireta, pode-se destacar o papel do relevo, da fauna e da flora. Em função dos mecanismos predominantes de atuação, o intemperismo pode ser físico, químico ou “biológico”.

O intemperismo físico representa os processos que causam a desagregação das rochas, com separação dos grãos minerais e com a consequente fragmentação da rocha. Dentre os exemplos desse tipo de intemperismo, pode-se citar variação de pressão, termoclastia, crioclastia, esfoliação esfereoidal etc.

Determinados tipos de rochas, como as magmáticas intrusivas, formam-se a grandes profundidades na crosta. No momento em que elas afloram na superfície, pode-se afirmar que um grande volume de material rochoso que a recobria (rochas encaixantes) foi removido. Nesse caso, a rocha intrusiva sofre um alívio de pressão que justifica expansão de massa e consequente fragmentação. De tal processo, podem derivar formas bizarras, como os tors (Figura 3.2).



Figura 3.2 – Tors: Feições ruíniformes formadas em granitoides no estado de Sergipe.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2013.

Em regiões glaciais e periglaciais, podem ocorrer processos físicos associados ao congelamento da água dentro de cavidades rochosas. Nesse caso, ocorre uma expansão de seu volume, forçando a rocha e podendo fragmentá-la. Esse processo recebe o nome de crioclastia ou gelivação.

Nas áreas de clima árido ou semiárido, a variação diária da temperatura responde por um importante processo físico, denominado termoclastia, que corresponde à dilatação e, à contração das rochas em função do calor do dia (dilatação) e do frio da noite (contração). Tal processo também é responsável pela fragmentação de material rochoso.

O intemperismo químico representa os processos intempéricos nos quais ocorre a decomposição das rochas em função de reações químicas entre a rocha e as soluções aquosas diversas. Nesse processo destaca-se a ação da água. Dentre as reações químicas, pode-se destacar a dissolução, a hidrólise e a oxidação.

Tendo em vista a necessidade de soluções aquosas para o desencadeamento dos processos de intemperismo químico, esse processo predomina em regiões de clima quente e úmido, como no caso de determinadas regiões intertropicais da Terra. Com essas condições climáticas, observa-se uma significativa alteração no manto superficial das rochas com solos profundos e com cobertura vegetal florestal.

O intemperismo "biológico" ocorre quando a ação física ou química é desempenhada por organismos vivos ou pela matéria orgânica decomposta. Dessa forma, esse intemperismo é chamado de físico-biológico ou químico-biológico. Isso pode ser observado no exemplo de uma árvore que se desenvolve dentro na fratura de uma rocha forçando fisicamente, em função da expansão de seu tronco, e reagindo quimicamente, através da umidade de suas raízes (Figura 3.3).

De acordo com Ab'Saber (1975), associado ao termo erosão, deve-se compreender também o vocábulo "denudação", que indica a remoção maciça de grande quantidade de rochas que recobriam parte da superfície terrestre. Esse tipo de processo pode ser observado no caso de maciços graníticos que constituem sobressaltos topográficos atuais. A constituição geológica desses maciços se formou a vários quilômetros de profundidade na crosta, o que in-



Figura 3.3 – Ação de uma pequena árvore provocando um intemperismo "biológico" sobre a rocha.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2009.

dica que um significativo volume de material rochoso encaixante foi removido. Logicamente que, nessa interpretação, deve-se levar em conta também os movimentos crustais positivos.

A prolongada ação da denudação pode redundar em aplainamentos regionais de grande extensão. Dependendo do tipo de interpretação, esses plainos de erosão têm recebido diferentes nomes, tais como peneplanos, paleoplanos, pediplanos, etchplanos etc.

Baseado na ação dos agentes externos na elaboração de relevos, chegou-se à concepção de que existem formas de erosão, formas de deposição e formas residuais. Tomando como exemplo o estado do Ceará, pode-se adotar tais terminologias para mencionar as depressões sertanejas como formas de erosão, pois foram formadas a partir de prolongados eventos erosivos. Os tabuleiros pré-litorâneos podem ser interpretados como formas de deposição, pois tratam-se de depósitos correlativos provenientes da erosão que desgastou os sertões. Já as feições residuais poderiam ser interpretadas como os maciços residuais, e os inselbergs que pontilham as paisagens sertanejas, como sobressaltos topográficos.

O termo "sistema de erosão" ou "sistema morfogenético" se refere a um conjunto de processos erosivos inter-relacionados, que, em função das condições climáticas zonais, elaboram feições geomorfológicas específicas nas áreas em que atuam. São processos combinados de erosão e de deposição que resultam em relevos do tipo erosivo, residual e deposicional. Cada sistema de erosão apresenta características próprias e pode atingir áreas de grandes extensões, podendo variar de milhares e milhões de quilômetros quadrados (AB'SABER, 1975).

O vocábulo "morfoclimático" associa o relevo com as características climáticas. As forças climáticas relacionadas com erosão ou até mesmo com a pedogênese são denominadas de "processos morfoclimáticos". O conjunto de formas de relevo resultantes da ação de determinados processos morfoclimáticos, dentro do mesmo bloco continental, são denominadas de "domínios morfoclimáticos". Cada domínio apresenta uma área nuclear, e, entre os diversos domínios, existem áreas de transição que exibem características dos domínios adjacentes (AB'SÁBER, 2003).

Para se entender a importância dos processos morfoclimáticos, é importante saber que os processos externos no nosso planeta são de atuação linear e areolar. Os lineares são aqueles processos associados à atuação dos talwegues (rios) e os areolares são processos de atuação em área, que afetam regiões em toda sua extensão, desde os interflúvios até os fundos de vales. A ação combinada dos procesos areolares constitui o que se conhece como processos morfoclimáticos (AB'SABER, 1975).

Em termos de subdivisão dos domínios morfoclimáticos da Terra, Tricart e Cailleux (1965) propuseram uma classificação a partir de critérios climáticos e biogeográficos, identificando as seguintes zonas: zona fria; zona florestal das latitudes médias; zona árida e subárida de baixas e médias latitudes; e zona florestal intertropical.

De acordo com Ab'Saber (1975), a Terra apresenta os seguintes sistemas de erosão capazes de justificar domínios morfoclimáticos: o sistema das regiões frias e glaciais (continentais e de altitude); o sistema periglacial; o sistema mediterrâneo; o sistema tropical (com florestas pluviais e com savanas ou cerrados); o sistema semiárido (frio ou quente); e o sistema desértico (frio ou quente).

O sistema de erosão glacial ocorre nas áreas geladas da Terra, que ocupam uma área de cerca de 15 milhões de km². Os glaciares são definidos como grandes acumulações naturais de gelo em zonas continentais (Figura 3.4).



Figura 3.4 – Glaciar denominado "Mer de glace", localizado em Chamonix, nos Alpes Franceses.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2011.

As condições ideais para a formação de glaciares tanto podem ocorrer nas latitudes mais elevadas como nas regiões mais elevadas. Nas montanhas, o glaciar pode até estar numa zona equatorial ou mesmo tropical, desde que a altitude seja suficiente para manter as temperaturas abaixo do limite de congelamento. Os glaciares de montanhas são tipicamente compridos e estreitos, pois ocupam anteriores vales de rios.

A movimentação dos glaciares tem grande capacidade de deposição sedimentar, além de provocar um desgaste abrasivo no contato com as rochas, formando vales abertos em forma de "U", denominados vales glaciais.

As áreas de ocorrência de glaciares podem formar feições geomorfológicas bastante específicas, como os drumlins, as morainas, o horn, o esker, till e os fiordes (DERRUAU, 2001).

Os sistemas de erosão periglacial representam aproximadamente 1/6 das terras emersas, com os seus domínios nas altas latitudes e altas altitudes. Mesmo sem poder contar com gelo durante o ano inteiro, esse elemento é o principal agente atuante. Os principais agentes erosivos vão ser provocados pela ação do congelamento e do degelo nos solos e rochas. Em segundo plano, fica a ação da água e do vento.

O domínio periglacial é marcado pela existência do permafrost, que trata-se de uma camada de solo permanentemente congelado, com uma pequena parte que pode sofrer degelo no verão.

O sistema de erosão temperado pode ser influenciado por climas temperados oceânicos e mediterrâneos. No caso do oceânico, a cobertura vegetal é densa, devido às elevadas chuvas anuais, com significativa proteção para os solos. A água é o principal agente modelador, e são comuns processos de movimentos gravitacionais de massa. Os aspectos topográficos são marcados por cales encaixados.

No caso do clima mediterrâneo, a vegetação é menos densa, com ravinações mais frequentes e demais processos de erosão de solos mais significativos. Existe um tipo de relevo denominado de bad land que é muito comum em regiões mediterrâneas, caracterizado por cristas estreitas e profundas em muita cobertura vegetal.

Os sistemas de erosão em regiões áridas ou semiáridas são marcados por baixíssimas precipitações anuais com fortes amplitudes térmicas. Podem ocorrer com clima frio ou quente.

Devido à condição climática, a vegetação é ausente ou de pequeno porte. As amplitudes térmicas são responsáveis pela termoclastia. Os principais agentes modeladores são o vento, a desagregação mecânica e a torrencialidade de chuvas esporádicas.

No caso do Nordeste brasileiro, constata-se um setor central, que representa quase a metade da região com condições climáticas semiáridas. Trata-se de um semiárido azonal para as baixas latitudes em que se encontra. Essa área é a região semiárida mais populosa da Terra e apresenta sérios problemas socioeconômicos associados a essa condição climática. Em termos geomorfológicos, constata-se uma nítida relação morfogenética do

clima semiárido com as paisagens sertanejas nordestinas, onde se encontram vastas superfícies de aplainamento (depressões sertanejas), relevos residuais isolados (inselbergs) e relevos residuais de maiores dimensões (maciços residuais).

Em termos de alteração superficial no Nordeste semiárido, constatam-se pequenos mantos de intemperismo com solos rasos, chãos pedregosos e muitas ocorrências de afloramentos rochosos. A vegetação, representada pelas caatingas, apresenta uma grande variedade florística com predomínio de extratos arbustivos, com caráter caducifólio.

Os trabalhos geomorfológicos desenvolvidos no Brasil a partir da década de 1950 tiveram uma forte influência das produções de Lester King e sua teoria da Pediplanação, na tentativa de explicar a evolução dos relevos do Nordeste brasileiro. Nessa perspectiva, pode-se considerar as depressões sertanejas como pediplanos sertanejos.

Os sistemas de erosão tropicais são marcados por uma estação seca e uma chuvosa. As paisagens estão associadas a coberturas de savanas e florestas tropicais. Os processos de intemperismo químico são predominantes nessas regiões.

As boas condições de umidade condicionam significativos mantos de alteração nas rochas com solos profundos e bastante oxidados. As topografias de áreas cristalinas tendem a ser mamelonizadas, com colinas convexas e com possibilidade de ocorrência de pães-de-açúcar. Os rios se destacam como agentes de muita importância, tendo em vista o seu significativo volume hídrico e seu caráter perene.

Síntese do Capítulo



O capítulo parte da premissa de que o quadro geomorfológico não pode ser percebido de forma dissociada do seu meio atmosférico, isto é, que a paisagem depende do clima (sucessão habitual de tempos) que os influencia, sendo o tempo um conceito momentâneo representado pela radiação solar, temperatura, pressão, circulação atmosférica, umidade do ar, nebulosidade e precipitação do ar.

A ciência geomorfológica se propõe a explicar os relevos que, por sua vez, são intrinsecamente dependentes de múltiplos fatores naturais. O capítulo se centra na análise da influência das variações climáticas e dos fatores exógenos que afetam os aspectos estruturais do formato do relevo. Tais abordagens se complementam e fornecem uma interpretação completa acerca da explicação das formas de relevo de um determinado local.

Como fatores exógenos responsáveis pela esculturação dos relevos, destacam-se o processo de intemperismo (ação anterior à erosão, em que há a decomposição das rochas para a intervenção dos processos erosivos) e a erosão (toda ação capaz de desgastar a superfície da Terra através de transporte de material).

Para entender a evolução dos atuais relevos terrestres, é importante compreender as mudanças climáticas ao longo do Quaternário e a interação do homem com fenômenos de alternâncias de períodos glaciais e interglaciais que vêm acompanhados das flutuações do nível do mar.

Os períodos interglaciais geram um aumento da temperatura média global, com deslocamento de parte das geleiras polares, apresentando climas mais úmidos e com intenso intemperismo químico, o que, por sua vez, provoca a deposição de material das partes mais altas do relevo.

Os períodos glaciais geram um aumento de gelo nas calotas polares e diminuição das temperaturas médias da Terra, tornando o clima mais árido, provocando erosões e conseqüente aplainamento do relevo. Entretanto, vale ressaltar que, apesar de o Quaternário representar menos de 1% do tempo Geológico, ele se torna de fundamental relevância quando se discute a respeito do clima como um fator importante para a compreensão das transformações ambientais atuais.

Atividades de avaliação



1. A partir do que foi trabalhado no Capítulo 3, escreva o que você entende por períodos glaciais e interglaciais e que repercussão eles podem ter nos relevos atuais?
2. Defina intemperismo e erosão.
3. Defina regolito e saprolito.
4. Explique o que você entende por sistema de erosão.
5. O que são processos lineares e areolares?
6. Explique, de forma geral, como ocorrem os processos exógenos nos sistemas de erosão:
 - a) Glaciais e periglaciais;
 - b) De regiões temperadas;
 - c) De regiões áridas e semiáridas;
 - d) De regiões intertropicais.
7. Face ao que foi estudado no presente capítulo, explique; com suas palavras, como os fatores climáticos podem influenciar na geomorfologia do estado do Ceará e adjacências.

Leituras, filmes e sites



AB'SABER, A. N. **Formas de Relevo: Texto Básico.** São Paulo, FUNBEC/Edart, 80p., 1975.

BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D., PASSOS, E. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais.** Ed. UFSC. V.3. Florianópolis, 2003.

MOURA, J. R. da S. Geomorfologia do Quaternário. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** 9. p. 335 - 364. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. 474p.

SANT'ANNA NETO, J. L.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, Celia Regina de Gouveia; SUGUIO, Kenitiro; OLIVEIRA, Antonio Manoel dos Santos; OLIVEIRA, Paulo Eduardo (Eds.). **Quaternário do Brasil.** Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. 382p.

<http://www.funape.org.br/geomorfologia/cap4/index.php>

<http://www.geomarco.org/download/Apostila%20-%20Sistemas%20de%20Eros%C3%A3o.pdf>

Referências



AB'SABER, A. N. **Formas de Relevo: Texto Básico.** São Paulo, FUNBEC/Edart, 80p., 1975.

AB'SÁBER, A. N. **Os Domínios da Natureza no Brasil: Potencialidades Paisagísticas.** São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159p.

BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D., PASSOS, E. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais.** Ed. UFSC. V.3. Florianópolis, 2003.

CHRISTOFOLETTI, A. A aplicação da abordagem em sistemas na geografia física. **Revista Brasileira de Geografia.** Rio de Janeiro: FIBGE, v.52, n. 2, p. 21 - 33, abr-jun., 1990.

COSTA JÚNIOR, M. P. Interações morfopedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras e nos leques aluviais Pleistocênicos no litoral norte do Estado da Bahia – Município de Conde. Salvador. 2008. 24f. **Tese** (Doutorado em Geologia). Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal da Bahia. 2008.

DERRUAU, M. **Les Formes du Relief Terrestre. Notions de Géomorphologie.** Armand Colin, 8ª edition. Paris, 2001.

MELLO, Namir Giovanni da Silva; FERREIRA, Antonio Geraldo. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência

- dos oceanos Pacíficos e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**. V. 01, n. 01. p.15 - 28. 2005.
- MOURA, J. R. da S. Geomorfologia do Quaternário. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 9. p. 335 - 364. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. 474p.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro, 1979. 422p.
- NUNES, F. C.; VILAS BOAS, G. da S.; SILVA, E. F. **Mudanças climáticas e seus reflexos na paisagem do Quaternário**: primeiras reflexões. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2012. 24p.
- SANT'ANNA NETO, J. L.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, Celia Regina de Gouveia; SUGUIO, Kenitiro; OLIVEIRA, Antonio Manoel dos Santos; OLIVEIRA, Paulo Eduardo (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. 382p.
- TRICART, J., CAILLEUX, A. **Introduction a la géomorphologie climatique**. Paris: SEDES, 1965.
- WANG, X., AULER, A. S., EDWARDS, R. L., CHENG, H., CRISTALLI, P. S., SMART, P., RICHARDS, D. A., SHEN, C. Wet Periods in Northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, p. 740 - 743, 2004.
- ZANELLA, M. E. As características climáticas e os recursos hídricos do Ceará. p. 169 - 188 . In: BORZACCHIELLO DA SILVA, J.; CAVALCANTE, T. C.; DANTAS, E. W. C.(Orgs.). **Ceará: um novo olhar geográfico**. 2. ed. Fortaleza: Edições Demócrito Rocha, 2007. 480 p.

Capítulo

4

Geomorfologia fluvial

Objetivos

- Entender a importância dos processos fluviais na elaboração dos relevos terrestres;
- Compreender quais são as principais formas de relevo associadas com o trabalho dos rios;
- Perceber a importância das bacias hidrográficas como unidade de estudos ambientais e suas características principais.

Introdução

A água corrente constitui o principal agente modelador do relevo terrestre. Dessa forma, a Geomorfologia Fluvial se dedica a estabelecer relações entre os processos de erosão e deposição resultantes do escoamento da água em canais fluviais e as formas de relevo dele derivadas. A esse escoamento, dá-se o nome de *vazão*, cujo volume depende de vários fatores, como clima, permeabilidade do embasamento, topografia etc. Esse conjunto de fatores define o regime hidrológico de uma bacia hidrográfica, onde os canais principais e seus tributários estão inseridos.

Dessa forma, os estudos de geomorfologia fluvial englobam a análise dos cursos de água, que se detêm nos processos fluviais e nas formas resultantes do escoamento das águas, e das bacias hidrográficas, que entre as suas principais características, condicionam o regime hidrológico. Essas características ligam-se aos aspectos geológicos, às formas de relevo, aos processos geomorfológicos, aos condicionantes hidrológicos e climáticos, à biota e à ocupação do solo (CUNHA, 1998). Assim, representa um setor de destaque na ciência geomorfológica, e, a partir da década de 70, os seus estudos foram intensificados, com ênfase nos processos observados no canal fluvial, envolvendo outras áreas do conhecimento, como a Hidrologia, a Pedologia e a Ecologia.

Na perspectiva hidrológica, a bacia hidrográfica ou de drenagem é a área da superfície terrestre drenada por um rio principal e seus tributários. Representa a área de captação natural da água da precipitação que faz convergir o escoamento para um único ponto de saída, o exutório (Figura 4.1).

As águas fluviais deslocam-se através dos talwegues, que se tratam da linha que representa a máxima profundidade ao longo do leito e que o esculpem de diferentes formas. Geomorfologicamente, o termo rio aplica-se a qualquer fluxo naturalmente canalizado, mesmo que intermitente ou efêmero.

A bacia é delimitada pelos divisores de água, que marcam o limite topográfico da zona de abastecimento originada pela precipitação. Percebe-se, ainda, na bacia hidrográfica, a existência de diferentes elementos, como nascente ou cabeceira, rio principal, afluentes, subafluentes, foz ou desembocadura, cursos superior, médio e inferior, entre outros (Figura 4.2).



Figura 4.1 – Bacia Hidrográfica

Fonte: <http://www.semah.se.gov.br>

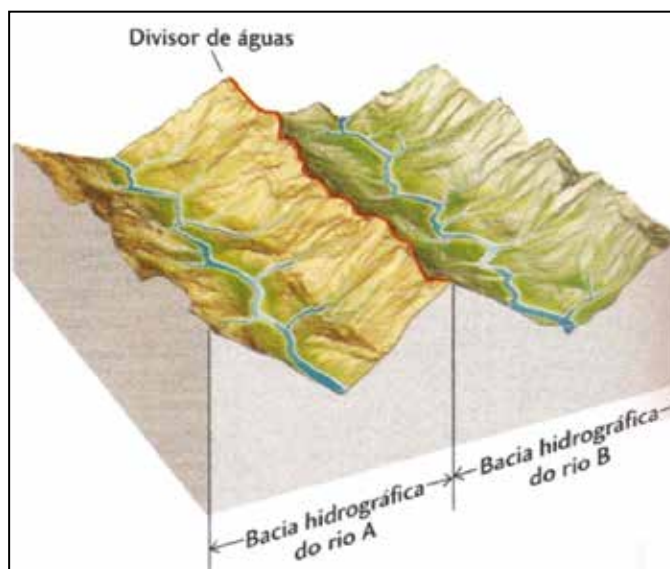


Figura 4.2 – Divisores de drenagem

Fonte: Press et al., 2006

Um sistema fluvial pode ser considerado como um sistema modelador da superfície terrestre, o qual, através de um sistema complexo de rede de drenagem, tem a capacidade de dissecar o relevo e, assim, de gerar novas superfícies de aplainamento, erodindo e transportando sedimentos. É um termo designado para um sistema de canais fluviais, de variados tamanhos, os quais se conectam formando uma bacia de drenagem. A bacia hidrográfica ou de drenagem, é limitada por terrenos mais elevadas, denominados de divisores de água (Figura 4.2), que contribuem com o aporte de água e de sedimentos para o sistema fluvial principal e seus afluentes. Trata-se de um sistema aberto o qual funciona controlado por diversos fatores, com relações interdependentes muito complexas e com diferentes escalas temporais e espaciais de atuação.

Esses fatores dependem da variação da descarga (volume de água), tipos de sedimentos transportados (descarga sólida), morfologia do canal (variáveis relativas à sua geometria), morfologia do terreno (gradiente topográfico) e ao tipo de uso e cobertura da terra. A conjunção destes fatores resulta na dinâmica dos processos fluviais (erosão/deposição e transporte) que, de forma interligada às características internas da bacia hidrográfica (sistema fluvial), são modelados por fatores externos à bacia, que atuam em escala regional/continental, afetando a dinâmica de toda a região onde a bacia hidrográfica se desenvolve.

Estudos voltados para análise da dinâmica hidrogeomorfológica são importantes para o entendimento dos processos dinâmicos que resultam na modelagem do relevo terrestre. Nesse aspecto, um canal e sua rede de tributários podem ser compreendidos como um sistema aberto, com entrada e saída de energia e de matéria, a qual converte-se, através da rede de drenagem, em um sistema modelador da superfície terrestre, removendo material sedimentar, nutrientes, água (etc.) através das vertentes (fluxos de água), com uma saída, o exutório.

Os fluxos podem ser pela superfície, canalizados na forma de canais, dispersos (laminares), em pequenos sulcos (temporários) ou gerando futuras ravinas e estágios iniciais de um novo canal incipiente; assim como pela sub-superfície, infiltrados nas camadas rasas, percolados nas rochas, camadas mais profundas (aquíferos). Dependendo das características fisiográficas da bacia, esses processos são mais intensos em zonas de alta energia (morfologias denudacionais – dominadas pelo controle estrutural – tectônico), ou com menor potencial energético, em zonas de baixa energia (morfologias agradacionais – controladas por sistemas fluviais – aporte sedimentar), acarretando em dinâmicas diferenciadas desses ambientes (CARVALHO, 2014).

O transporte de sedimentos e de materiais solúveis, que corresponde ao transporte fluvial de massa numa bacia de drenagem, é o fator dominante no balanço hidrossedimentológico. Os materiais transportados pelo sistema de drenagem podem ocorrer de diversas maneiras, a saber: 1 - carga sedi-

mentar de fundo (areias em forma de dunas – deslocadas ao longo dos canais); 2 - por suspensão (carga sedimentar suspensa no fluxo da água); e 3 - por dissolução (nutrientes dissolvidos na água).

Alterações naturais, como clima e reajuste morfológico constante do canal, além de ações antrópicas, podem alterar o perfil dinâmico do estado de equilíbrio do sistema, resultando na intensificação de processos erosivos e deposicionais (assoreamento). Isso promove modificações no fluxo energético de saída, assim como novos aportes de matéria (sedimentos). Estas modificações exigem que o sistema promova adaptações e modificações em busca da retomada do perfil de equilíbrio dinâmico. São processos como mudança de canal (avulsão), gerando paleocanais, lagos e terraços. Pode ocorrer a colmatagem (sedimentação de rios e lagos - “assoreamento”), processos erosivos, entre outros, a depender da escala espacial e temporal.

Os processos dinâmicos são dependentes das características físicas das bacias, como morfologia (fisiografia – características da forma do relevo), formato da bacia (índice de forma – alongada, irregular, circular), dimensão (área), padrões de drenagem, cobertura do solo (meio natural), e o tipo de uso (variável antrópica) (CARVALHO, 2014).

Com relação à erosão fluvial, ela é elaborada através dos processos de corrosão, corrasão e cavitação. A corrosão se refere a toda e qualquer reação química entre o material geológico e a água em curso. A corrasão é o desgaste, pelo atrito mecânico, através do impacto das partículas transportadas pela água. A evorsão é um tipo especial de corrasão, originado pelo movimento turbilhonar sobre as rochas no fundo do leito que é responsável pela formação das marmitas (Figura 4.3). A cavitação ocorre somente sob condições de velocidade elevada das águas, onde as variações de pressão nas paredes do canal podem gerar fragmentações.



Figura 4.3 – Marmitas formadas pela evorsão ao longo de um leito fluvial rochoso - Maciço de Baturité, na margem do rio Aracoiaba – CE.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2006.

A deposição de carga detrítica pelos rios ocorre quando ele perde a sua capacidade energética, que pode ser causada pela redução do declive. Dentre as várias formas de sedimentação fluvial, destacam-se os deltas e as planícies aluviais.

As planícies fluviais ou planícies de inundação, também conhecidas como várzeas, no Brasil, constituem a forma mais comum de sedimentação fluvial, formando relevos planos nas áreas marginais dos rios, onde se desenvolvem as matas ciliares, recobrendo os neossolos flúvicos. Tratam-se de áreas muito importantes no semiárido brasileiro, tendo em vista a maior disponibilidade hídrica.

Com relação ao regime, os rios podem ser perenes, quando drenam durante todo o ano, intermitentes, quando drenam apenas durante o período chuvoso, e efêmeros, que são aqueles que só drenam no momento da chuva, sendo comuns em áreas de ambiente árido e semiárido, como no caso dos flash floods e uedes.

O leito fluvial corresponde ao espaço ocupado pelo escoamento das águas. Os leitos podem ser classificados como leito menor, de vazante, maior e maior excepcional.

Os terraços fluviais correspondem a antigas planícies de inundação que foram abandonadas. Morfológicamente, surgem como patamares aplainados, de larguras variadas, limitados por escarpas.

De acordo com Christofolletti (1980), o leito fluvial pode ser dividido em (Figura 4.4):

- a) **Leito Vazante:** que está incluído no leito menor e é utilizado para o escoamento das águas, acompanhando o talvegue;
- b) **Leito Menor:** bem delimitado, encaixa-se entre as margens ou diques marginais;
- c) **Leito Maior Periódico/Sazonal:** regularmente ocupado pelas cheias, pelo menos uma vez ao ano;
- d) **Leito Maior Excepcional:** trata-se do setor onde ocorrem as cheias mais elevadas, as enchentes com periodicidade indefinida

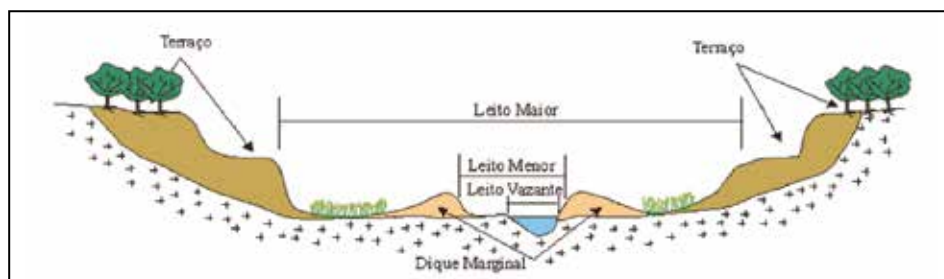


Figura 4.4 – Compartimentação de um leito fluvial

Fonte: <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/ead/interacao/inter11.html>

A fisionomia que um rio exibe ao longo do seu perfil longitudinal pode ser retilínea, anastomosada, meândrica, deltaica, ramificada, reticulada e irregular, constituindo o chamado "padrão dos canais" (CHRISTOFOLETTI, 1980). Essa geometria dos canais é resultado da interação da descarga líquida, da declividade, do material sedimentar, da largura e da profundidade do canal.

De acordo com Schumm (1977), uma bacia hidrográfica pode ser dividida em setores segundo os processos que são desencadeados ao longo do canal. Estes setores são caracterizados pela predominância e pela intensidade na atuação dos processos aluviais: erosão, transporte e deposição de materiais. Esta visão simplificada nos ajuda a compreender a dinâmica de processos mais significativos, dominantes, em três zonas ou setores, como: zona 1 (produção de sedimentos); zona 2 (transporte); e zona 3 (deposição). As características e tendências das variáveis de ajuste do sistema, em cada um, reflete a ação conjugada e interligada dos processos operantes em cada uma dessas zonas.

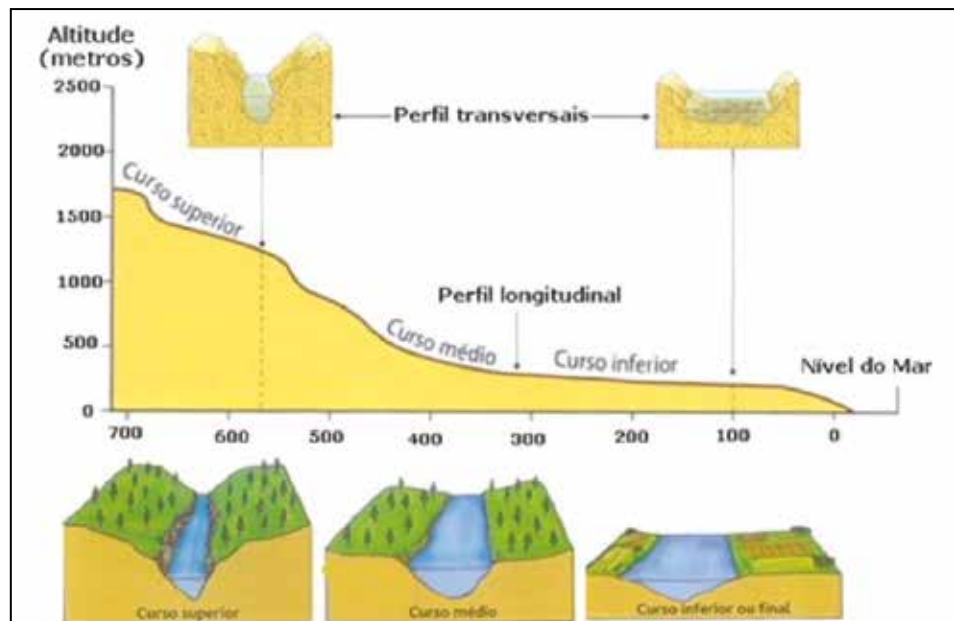


Figura 4.5 – Perfis longitudinal e transversal de um rio

Fonte: Press et al., 2006

No que diz respeito à forma dos canais, a drenagem de uma área pode ser fortemente influenciada por dois fatores: climático e geológico. Dessa conjunção, originam-se os diferentes padrões de drenagem na forma e na densidade. Em climas áridos, mas com uma estação curta de fortes chuvas, são comuns os rios anastomosados. O padrão da drenagem, visto em fotos aéreas e mapas, permite inferir, também, o tipo de rocha e de estruturas geológicas em muitos casos. Assim, dentro do princípio de "causa e efeito", as regiões com rochas impermeáveis apresentam drenagem densa, com muitos

riachos e córregos (águas pluviais escoam por inúmeros pequenos vales), e, pelo contrário, áreas com rochas e solos permeáveis apresentam drenagem dispersa e de baixa densidade.

Vales retilíneos isolados podem retratar estruturas de fraturas e de falhas nas quais as rochas são fraturadas e, muitas vezes, trituradas, facilitando a penetração e a percolação da água da chuva. Isso faz com que a alteração ocorra mais rapidamente em setores fraturados, o que resulta na formação de formas erosionais retilíneas.

Existem vários padrões de drenagem, sendo que a maior parte desses padrões é condicionada a fatores, como permeabilidade, topografia e regime hidrológico. Dessa conjunção, resultam os seguintes padrões de drenagem da área: dendrítico, paralelo, retangular e radial (Figura 4.6).

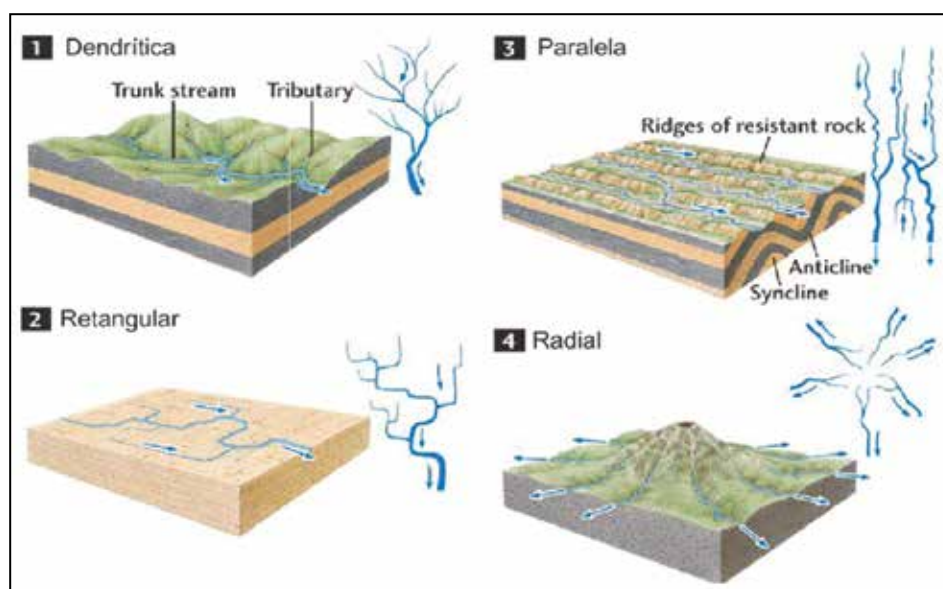


Figura 4.6 – Padrões de drenagem

Fonte: Press et al., 2006

Atualmente, com os diversos problemas ambientais advindos da ocupação desordenada dos canais, a análise integrada da bacia hidrográfica tem tido grande atenção por parte dos especialistas que, através da aplicação do modelo de análise sistêmica, têm contribuído para uma compressão mais holística acerca da dinâmica fluvial. Estas pesquisas elencam a bacia hidrográfica como unidade de estudo a partir da possibilidade de considerar e de analisar o sistema fluvial como qualquer outro sistema físico ou histórico aberto, ou seja, que é suscetível à entrada e à saída de energia, de forma que estas tendem a estar em equilíbrio.

Um sistema fluvial está caracterizado por apresentar uma estrutura interna definida pelas suas variáveis de estado, tais como a geologia (litologia, topografia, condicionamento estrutural), o clima (pluviosidade, temperaturas

médias) e a vegetação. Estas variáveis de estado se relacionam e se modificam por processos climáticos e geológicos, ou seja, variáveis de transformação. Essas variáveis são numerosas, tais como erosão, transporte, sedimentação, intemperismo, pedogênese, oscilação de nível freático etc. As variáveis de transformação, ou “processos”, mobilizam-se pelas contribuições externas de energia e de matéria (temperatura, ventos, chuvas etc.).

De acordo com o escoamento fluvial, as bacias de drenagem podem ser classificadas em:

- **Exorreicas:** quando a drenagem se organiza e deságua em um oceano;
- **Endorreicas:** quando a drenagem se dirige para uma depressão ou um mar continental;
- **Arreicas:** quando os rios se dissipam nas areias do deserto;
- **Criptorreicas:** quando a drenagem é subterrânea, como nos relevos cársticos.

Síntese do Capítulo



O capítulo aborda o estudo da geomorfologia fluvial e a análise dos efeitos isolados e conjuntos dos cursos de água e das bacias hidrográficas, que se constituem como importantes agentes modeladores do relevo terrestre, estabelecendo relações entre os processos de erosão e de deposição, resultantes do escoamento da água em canais fluviais (vazão), e as formas de relevo deles derivadas.

A bacia hidrográfica consiste na área da superfície terrestre drenada por um rio principal e por seus afluentes, limitada por terrenos mais elevadas denominados de divisores de água. Ela contribui com o aporte de água e de sedimentos para o sistema fluvial principal e seus tributários. Segundo Schumm (1977), uma bacia hidrográfica possui três zonas ou setores: zona 1 – de produção de sedimentos; zona 2 – de transporte, e zona 3 – de deposição.

Os rios, por sua vez, constituem os agentes mais importantes no transporte dos materiais das áreas elevadas para as mais baixas, e dos continentes para o mar, e, em termos geomorfológicos, representam fluxos naturalmente canalizados. Os rios podem ser perenes (quando drenam durante todo o ano), intermitentes (quando drenam apenas durante o período chuvoso) e efêmeros (que só drenam no momento da chuva).

Na atualidade, muitos problemas ambientais decorrem da ocupação desordenada dos canais. Em relação às formas dos canais, a drenagem de uma área pode ser influenciada por dois fatores: climático e geológico. Entretanto, os

vários padrões podem ser condicionados a fatores, como permeabilidade, topografia e regime hidrológico. As drenagens que são condicionadas à geologia da área podem ser classificadas, como dendrítico, paralelo, retangular e radial.

Atividades de avaliação



1. Com base no que foi discutido no capítulo 4, defina:
 - a) geomorfologia fluvial;
 - b) bacia hidrográfica, citando seus principais componentes.
2. Quais são os tipos de trabalho geomorfológico desempenhados pelos rios?
3. Explique os tipos de erosão fluvial.
4. Com relação às formas fluviais, defina:
 - a) Planície fluvial;
 - b) Delta;
 - c) Leque aluvial;
 - d) Terraços fluviais.
5. Explique os tipos de regimes que os rios podem ter de acordo com a condição climática regional.
6. Explique quais os tipos de padrões que os canais fluviais podem apresentar, citando exemplos e destacando que componentes naturais podem influenciar na sua constituição.
7. Com relação à análise de bacias hidrográficas, explique o que você entende por padrão de drenagem, citando exemplos.
8. De acordo com o que foi analisado no presente capítulo, explique como o clima semiárido influencia nos aspectos fluviais regionais.

Leituras, filmes e sites



AB'SABER, A. N. **Formas de Relevo**: Texto Básico. São Paulo, CARVALHO, R. G. As Bacias Hidrográficas Enquanto Unidades de Planejamento e Zoneamento Ambiental no Brasil. **Caderno Prudentino de Geografia**, v. Especial, p. 26 - 43, 2014

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Editora Blucher, 1980. 188p.

CUNHA, S. B. da. Geomorfologia fluvial. In: Guerra, A. J. T. & Cunha, S. B. (orgs.) **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. 3ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, p. 211 - 252.

<http://www.ebah.com.br/content/ABAAABOPAAI/geomorfologia-fluvial>

<http://portal.cogerh.com.br/>

<http://www2.ana.gov.br/Paginas/default.aspx>

Referências



CARVALHO, R. G. As Bacias Hidrográficas Enquanto Unidades de Planejamento e Zoneamento Ambiental no Brasil. **Caderno Prudentino de Geografia**, v. Especial, p. 26 - 43, 2014

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Editora Blucher, 1980. 188p.

CUNHA, S. B. da. Geomorfologia fluvial. In: Guerra, A. J. T. & Cunha, S. B. (orgs.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 3ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, p. 211 - 252.

PRESS, F.; GROTZINGER, J.; SIEVER, R.; JORDAN, T. H. **Para Entender a Terra**. Tradução: MENEGAT, R. (coord.). 4a edição. Porto Alegre: Bookman, 2006.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. Caldwell: The Blackburn Press, 1977.

Capítulo

5

Geomorfologia cárstica

Objetivos

- Entender o que são relevos cársticos e quais são os pré-requisitos básicos para que eles ocorram;
- Compreender as terminologias associadas com carstes internos e externos;
- Entender como se dá a ocorrência de relevos cársticos no Nordeste brasileiro.

1. Considerações gerais

Denominam-se cársticas todas as feições erosionais elaboradas pelos processos de dissolução, corrosão e abatimento que ocorrem em rochas solúveis (DE WAELEET *et al.*, 2009, KLIMCHOUCK, 2009). As formas cársticas destacam-se por seu modelado ruiforme (KOHLER, 1995). Estas estruturas incluem paredões enrugados e corroídos pelo intemperismo químico, cavernas, sumidouros, dolinas e lajedos esculpidos, principalmente em rochas carbonáticas (CARVALHO JÚNIOR *et al.*, 2008). Nessas rochas, os processos de dissolução química levam à erosão, que, por sua vez, vai modelando o relevo de acordo com a intensidade do processo erosivo. O relevo cárstico ocorre predominantemente em terrenos constituídos de rocha calcária, mas também pode ocorrer em outros tipos de rochas carbonáticas, como no mármore, nas rochas dolomíticas e, em alguns casos, até nas rochas cristalinas, como o granito.

O processo de carstificação ou dissolução química se inicia pela combinação da água da chuva ou de rios superficiais com o dióxido de carbono (CO_2) proveniente da atmosfera ou do solo (proveniente das raízes da vegetação e da matéria orgânica em decomposição). O resultado é uma solução de ácido carbônico (H_2CO_3), ou água ácida (Figura 5.1).

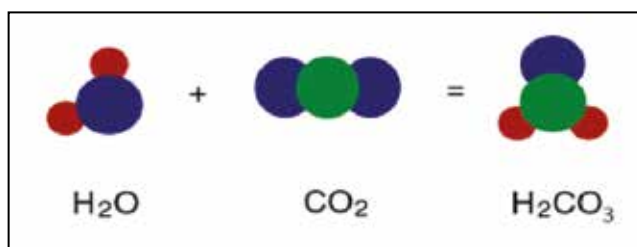


Figura 5.1 – Formação de ácido carbônico a partir da interação entre água e dióxido de carbono

Este tipo de paisagem ocorre principalmente em regiões com pluviosidade elevada, que garante um fluxo de água suficiente para dissolver grandes porções de rocha. Também é importante a presença de vegetação, para garantir que a água penetre no solo e não seja perdida para a atmosfera. Regiões cársticas possuem poucas águas superficiais, uma vez que a água da chuva é rapidamente absorvida pelo solo e se acumula na zona freática. Ao passar pelas fissuras, a água corrói o carbonato de cálcio (CaCO_3) ou outros sais constituintes da rocha, como sulfato de cálcio ou carbonato de magnésio. No caso da calcita, composta basicamente de carbonato de cálcio, o resultante dessa reação é uma solução de bicarbonato de cálcio ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$).

Os sais removidos da rocha são carregados pela água em direção às camadas mais baixas. Ao atingir a zona freática, a água pode correr em rios subterrâneos, abrindo cavidades na rocha, principalmente por erosão química, mas também pode ocorrer erosão mecânica em zonas vadosas (acima do lençol freático). Os sais podem se sedimentar em camadas geológicas inferiores ou serem arrastados para fora, através de nascentes ou de ressurgências.

Quando a água é absorvida pelo solo, seu pH é ácido. À medida que a água se infiltra na rocha e o carbonato de cálcio se dissolve, o pH se torna cada vez mais básico. Nos locais em que esse processo ocorre, é comum a presença de água dura (com alta quantidade de magnésio e cálcio). O pH alcalino faz com que os sedimentos se precipitem rapidamente. Isso favorece a formação de espeleotemas no interior das cavernas (Figura 5.2) e também mantém as águas de regiões cársticas sempre límpidas.



Figura 5.2 – Caverna em Bonito, Mato Grosso do Sul.

Fonte: caiobraz.com.br

Para que o fenômeno de dissolução das rochas, também chamado de carstificação, possa acontecer, algumas condições são necessárias. A mais importante delas é a presença de rochas solúveis. Entende-se por rocha solúvel “aquela que, após sofrer intemperismo químico, produz pouco resíduo insolúvel” (KARMANN, 2000). As principais rochas carstificáveis são as rochas carbonáticas, constituídas principalmente de calcita ou dolomita. Essas rochas, ao sofrerem corrosão química, dissociam-se em íons Ca^{++} ou Mg^{++} e CO_3^- , que podem se combinar em bicarbonatos ou permanecer dissolvidos na água em forma iônica.

Algumas rochas compostas de halita ou gipsita podem formar carstes apenas em terrenos semiáridos, pois sua solubilidade em águas naturais é tão elevada que, em ambientes muito úmidos, elas são totalmente dissolvidas antes de conseguirem gerar relevos cársticos.

Rochas insolúveis, como granitos, não geram relevos cársticos em condições normais, pois, ao sofrerem intemperismo químico, geram resíduos insolúveis ou impermeáveis, como a argila. Embora o quartzo tenha baixa solubilidade, alguns quartzitos e arenitos conseguem desenvolver relevo cárstico se forem expostos à água por tempo suficiente.

Além da composição, é fundamental que a rocha seja altamente permeável, para que a solução rochosa possa alcançar estratos inferiores. Define-se permeabilidade como a capacidade da rocha de permitir que a água passe livremente. A permeabilidade pode ser resultado de grande porosidade e também da presença de fendas, fissuras ou rachaduras na rocha. Embora a porosidade seja importante, nem sempre isso é condição suficiente para uma boa permeabilidade. Rochas com fraturas, por outro lado, podem ter uma grande permeabilidade, ainda que a rocha em si não seja porosa (Figura 5.3). A permeabilidade por fratura também é chamada de porosidade secundária.

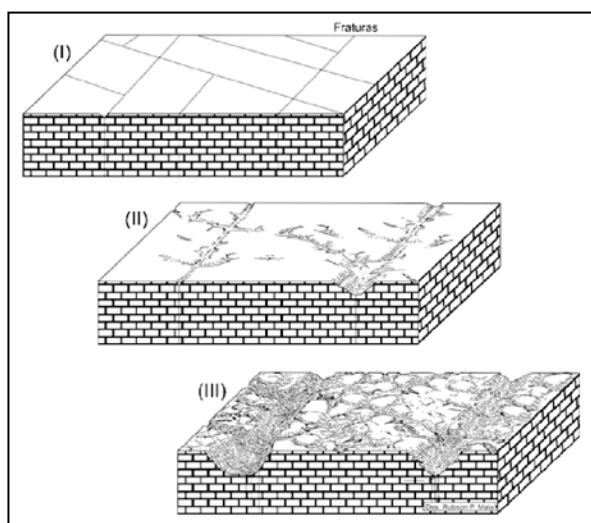


Figura 5.3 – Evolução de vales cársticos a partir da dissolução ao longo de fraturas.

Fonte: Elaborado pelos autores.

Para a carstificação, a permeabilidade por fraturas é mais importante que a porosidade primária, uma vez que a ação da água ácida é muito mais intensa em locais onde ela possa se concentrar e agir sobre porções maiores de rocha. As superfícies de estratificação, fendas e fraturas permitem a criação de rotas preferenciais que direcionam a expansão de fendas (Figura 5.4), que, aos poucos, tornam-se galerias ou grandes salões. Em rochas que possuam apenas porosidade primária, a dissolução ocorre, porém de maneira difusa, sem que sejam criadas rotas de fluxo, e os canais jamais chegam a se abrir significativamente.

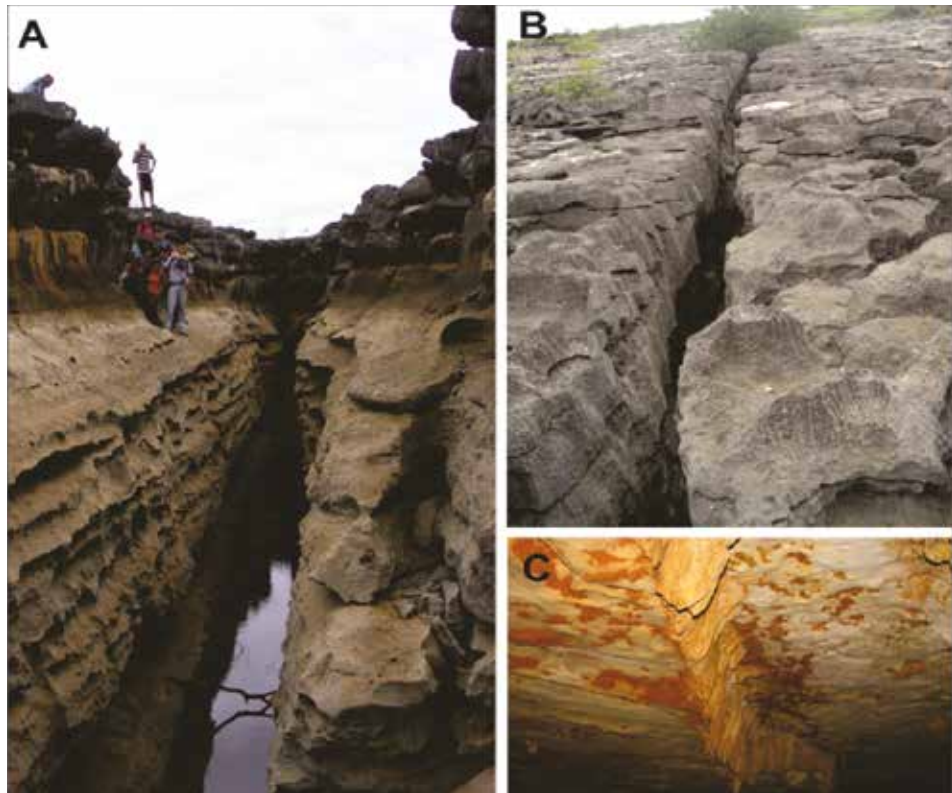


Figura 5.4 – Relevo cárstico desenvolvido a partir da dissolução em fraturas.

Fotos: Rubson Pinheiro Maia.

Em relevos com inclinações moderadas, o fluxo da água através das fendas é acelerado, e isso torna mais eficiente a remoção de resíduos insolúveis, bem como aumenta a eficiência da dissolução, por permitir que a água ácida tenha contato com porções maiores de rocha durante seu percurso. Relevos muito planos são menos favoráveis à formação de carstes porque a água não atinge um gradiente de velocidade muito alto. A percolação lenta através do solo é pouco eficiente porque a água logo fica saturada e perde sua capacidade de corrosão antes de atingir as fendas. Contudo, se as fendas forem interconectadas de modo a facilitar a livre circulação hídrica, isso pode acelerar o processo de carstificação.

Dentre os exemplos de formas exocársticas, destacam-se os lapiez, as dolinas, as uvalas, o poljé e os cones cársticos.

Os lapiez ou lapiás correspondem a sulcos de erosão superficial nas rochas calcárias. Podem ocorrer recobertos por solos ou a céu aberto. A profundidade dos sulcos pode ser muito variável, porém as cristas entre eles se apresentam muito agudas.



Figura 5.5 – Lapiez formados em dolomitas no município de Barreiras, no Ceará.

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2013.

As dolinas são depressões arredondadas com contornos sinuosos. O bordo das dolinas geralmente apresenta declives acentuados de rocha aflorando. O desenvolvimento das dolinas pode promover a coalescência delas, formando as uvalas.

Os poljés correspondem a vastas superfícies planas cársticas rebaixadas que passam a ser recobertas por aluviões e rios. Dessa forma, são áreas muito utilizadas para agricultura. Em alguns pontos, esses rios podem desaparecer em áreas conhecidas como ponor ou sumidouro.

Os cones cársticos correspondem às protuberâncias cônicas que caracterizam os cárstes nos trópicos úmidos, destacando-se em planícies. Suas altitudes podem variar de alguns a centenas de metros. Sua ocorrência mais expressiva é no sul da China e no Vietnã. Dependendo do local de ocorrência, tais formas podem receber outros nomes, como hum, mogote, piton ou pepino hill.



Figura 5.6 – Cones Cársticos localizados na China

Fonte: <http://pt.fotopedia.com/items/flickr-29858370>.

No caso das formas endocársticas, o principal exemplo é a caverna ou gruta. Uma caverna pode ser definida como um leito natural subterrâneo e vazio, podendo estender-se vertical e horizontalmente e apresentar vários níveis. Elas são estudadas pela Espeleologia.

2. Carste no Nordeste brasileiro

Na região Nordeste do Brasil, o desenvolvimento de morfologias cársticas é influenciado pelo fator climático, em média, com até oito meses de estiagem anual e baixos índices de umidade do ar, que limitam os processos de morfogênese química. Essa característica não favorece, no clima atual, os processos de dissolução de carbonatos relacionados ao intemperismo químico.

Contudo, esse fator de limitação não é suficiente para tornar a região desprovida de feições cársticas, uma vez que, em algumas áreas, como a Bacia Potiguar, situada nos estados do Rio Grande do Norte e do Ceará, uma série de relevos cársticos é possível ser identificada. Nesse caso, a morfologia cárstica e os indicadores geológicos de climas passados, como os depósitos de tufas calcáreas, constituem importantes indicadores paleoclimáticos (AULERET *et al.*, 2005, BOGGIANI *et al.*, 2002).

Esses indicadores podem fornecer dados importantes acerca da evolução das paisagens cársticas atualmente submetidas ao clima semiárido. Se-

gundo a base de dados das cavidades naturais subterrâneas do Estado do Rio Grande do Norte, gerenciada pelo núcleo do CECAV (Centro de Estudos, Proteção e Manejo de Cavernas), são registradas 563 cavidades, sendo destas, 469 cavernas, 54 abrigos, 36 abismos e 04 dolinas no Rio Grande do Norte.

Esse elevado potencial cavernícola faz do Rio Grande do Norte o sétimo no Brasil e o segundo no Nordeste com maior número de cavidades conhecidas, ficando atrás apenas da Bahia. Dessas cavidades, 91,5% ocorrem nos calcários da Formação Jandaíra na Bacia Potiguar (CRUZ et al., 2010). Tal contexto deve-se à extensa plataforma carbonática da Formação Jandaíra, que ocupa uma ampla superfície da bacia e constitui a maior exposição de rochas calcárias do Brasil.

Além das rochas carbonáticas da Bacia Potiguar, a região Nordeste apresenta significativos relevos cársticos no estado da Bahia, como, na região da Chapa Diamantina e, até mesmo, em calcários pré-cambrianos, como no caso da gruta de Ubajara, no Ceará (Figura 5.7).



Figura 5.7 – Relevos cársticos de Ubajara, no Ceará. Calcários pré-cambrianos do Grupo Ubajara (Formação Frecheirinha).

Foto: Frederico de Holanda Bastos, 2010.

Síntese do Capítulo



Carstes são feições formadas com forte participação dos processos químicos, que sofrem influência do clima, do tectonismo, da pureza das rochas e da vegetação.

O fenômeno da carstificação consiste na dissolução das rochas. Para que a carstificação possa acontecer, algumas condições são necessárias, sendo a mais importante delas a presença de rochas solúveis.

Os tipos de carste variam em função do arranjo morfológico dos seus componentes. Os que possuem formas exocársticas classificam-se como dolinas (depressões arredondadas com contornos sinuosos), poljés (vastas superfícies planas cársticas rebaixadas que passam a ser recobertas por aluviões e rios), cones cársticos (saliências cônicas que caracterizam os carstes nos trópicos úmidos, destacando-se em planícies), lapiez ou lapiás (sulcos de erosão superficial nas rochas calcárias) e as uvulas (formada pela coalescência das dolinas).

Atividades de avaliação



1. Defina o que você entende por relevo cárstico.
2. Quais são as condições ideais para o pleno desenvolvimento de um modelo cárstico?
3. Dentre as diversas formas cársticas, defina:

a) Lapiés;	e) Caverna;
b) Dolina;	f) Estactite;
c) Uvala;	g) Estalagnite.
d) Poljé;	
4. Cite exemplos de relevos cársticos no Nordeste brasileiro.
5. O estado do Ceará apresenta diversos setores com rochas calcárias, porém não são muito comuns as morfologias cársticas. De acordo com o que foi estudado no presente capítulo, explique a razão dessa afirmação.

Leituras, filmes e sites



AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; SAADI, A. Ambientes cársticos. In: Souza, C. R. G; Suguio, K; Oliveira, A. M. S; Oliveira, P. E. (Org.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, v., p. 321 - 342, 2005.

CARVALHO JUNIOR, O. A; BERBET-BORN, M; MARTINS, E. D; GUIMARÃES, R. F; GOMES, R. A. T. Ambientes Cársticos In: Florenzano, T. G. (Org.). **Geomorfologia: Conceitos e Tecnologias Atuais**. 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Editora Blucher, 1980. 188p.

Referências



AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; SAADI, A. Ambientes cársticos. In: Souza, C. R. G; Suguio, K; Oliveira, A. M. S; Oliveira, P. E. (Org.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, v., p. 321 - 342, 2005.

BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M.; GESICKI, A. L.; SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; FLEXOR, J. M.; Tufas Calcárias na Serra da Bodoquema, MS. In: Scobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Queiroz, E. T.; Berbert-Born, M. L. C. (Edits.) Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) V01 **Congresso Brasileiro de Geologia 31**, SBG, Anais, p. 607 - 617, 2002.

CARVALHO JUNIOR, O. A; BERBET-BORN, M; MARTINS, E. D; GUIMARÃES, R. F; GOMES, R. A. T. Ambientes Cársticos In: Florenzano, T. G. (Org.). **Geomorfologia: Conceitos e Tecnologias Atuais**. 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

CECAV. **Relatório demonstrativo da situação atual das cavidades naturais subterrâneas (Rio Grande do Norte)**. CecaV – Centro de Estudos, Proteção e Manejo de Cavernas. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. Brasília, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Editora Blucher, 1980. 188p.

CRUZ, J. B. Levantamento Espeleológico: Prospecção, identificação e caracterização de cavidades naturais subterrâneas no lajedo do Arapuá, Felipe Guerra/RN, tendo como suporte as geotecnologias. **Monografia de Graduação**, Geografia UFRN, 2008.

DE WAELE, J. D; PLAN, L; AUDRA, P. **Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology**: An introduction, *Geomorphology*. 106 p. 1 - 8, 2009.

KARMANN, I. Ciclo da Água, Água subterrânea e sua ação geológica. In TEIXEIRA, Wilson et al. **Decifrando a Terra** (p. 114 - 136). São Paulo: Oficina de Textos, 2000

KLIMCHOUCK, A. Morphogenesis of hypogenic caves, **Geomorphology**, Vol 106 Issues 1-2, p. 100 - 117, 2009.

Capítulo

6

O relevo brasileiro: propostas de classificação

Objetivos

- Compreender como as estruturas geológicas e a diversidade climática observada ao longo do território possibilitaram gerar uma vasta gama de formas de relevo que oferecem enorme desafio a uma adequada classificação;
- Compreender o processo de classificação das formas de relevo no território brasileiro.

Introdução

As propostas de classificação do relevo brasileiro sempre apresentam dificuldades, tendo em vista a complexidade inerente ao território de um país de dimensões continentais como o Brasil. Segundo Ab'Sáber (1970), o Brasil é um país de escala continental, geologicamente formada por áreas de velhas plataformas ou setores de escudos expostos e por bacias sedimentares paleomesozoicas soerguidas a diferentes níveis altimétricos.

De acordo com Ross (1985), a grande variedade de estruturas geológicas de diferentes litologias e idades, juntamente com a diversidade climática atual e pretérita que se observa ao longo do território, possibilitou gerar uma vasta gama de formas de relevo que oferecem enorme desafio a uma adequada classificação. Além disso, o autor afirma que é quase impossível entender o relevo brasileiro sem que se tenha uma visão ampla do que ocorre em nível das estruturas que os sustentam, bem como do que ocorreu ao longo do Cenozoico, quanto aos processos erosivos, responsáveis pela sua esculturação.

Para se tentar compreender a compartimentação geomorfológica do Brasil, é fundamental conhecer as estruturas que sustentam as formas. De maneira generalista, a América do Sul apresenta, na sua borda ocidental, a Cadeia Orogênica dos Andes (Mesozoico/Cenozoico) e, nos setores centrais e orientais, constata-se a presença de antigas litologias, que remontam ao Pré-Cambriano (ROSS, 2003), estando, em alguns setores, recobertos por coberturas sedimentares Fanerozoicas (ROSS, 1985).

Enquanto, na cordilheira dos Andes, os terrenos são muito elevados (acima de 4.000 m), os setores do centro e do leste apresentam topografias mais modestas, com predomínio de altitudes inferiores a 1.000 m, sendo marcados por várias fases erosivas e deposicionais (ROSS, 2003).

Em macroescala geológica, o território brasileiro é predominantemente formado por estruturas geológicas antigas, representadas pelas rochas do embasamento cristalino (Pré-Cambriano), estruturas Mesozoicas e Paleozoicas, constituindo as grandes bacias sedimentares, e as áreas de deposição recente (Cenozoico).

Grande parte das litologias que sustentam o relevo brasileiro são anteriores à atual configuração do continente Sul-Americano, que passou a ter o seu formato depois da Orogênese Andina e da abertura do oceano Atlântico, a partir do Mesozoico (ROSS, 2003).

Estudos recentes acerca da história geológica do continente sul-americano indicam que ele passou por quatro processos de aglutinação supercontinental, sendo três deles durante o Pré-Cambriano e o último no Permiano, formando o megacontinente Pangeia. Após cada fase de aglutinamento crustal, ocorrem processos de quebraamento continental e de dispersão (rifte) dos segmentos litosféricos descendentes.

A separação do megacontinente Pangea começou no Mesozoico e ainda está em andamento, tendo em vista o vigente crescimento do oceano Atlântico. Esses processos de aglutinação (Fusão) e de separação (Fissão) continental são os responsáveis pela forma e pela estrutura do atual continente sul-americano (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2007).

Nessa perspectiva, pode-se afirmar que as rochas mais antigas, predominantemente metamorfozadas, remontam ao primeiro megacontinente, denominado de Atlântida (BRITO NEVES, 1999). Já a complexa distribuição de rochas intrusivas está associada com a orogênese brasileira da penúltima aglutinação crustal do final do Proterozoico (Neoproterozoico), que formou o megacontinente Panotia, formado pela Laurásia e pela Gondwana (BRITO NEVES, 1999).

Apesar de apresentar estruturas geológicas antigas, é importante destacar que as formas de relevo são recentes, pois estão associadas ao desgaste erosivo de climas atuais e subatuais. Segundo Ross (1985), não se pode jamais confundir o que é idade e gênese das formas com idade e gênese das estruturas. Se as estruturas e litologias são predominantemente antigas, o mesmo não se pode dizer das formas do relevo, que são muito mais recentes. É fato que o relevo brasileiro teve suas formas esculpidas preferencialmente ao longo do Cenozoico.

De maneira geral, pode-se afirmar que, em macroescala, o território brasileiro apresenta quatro grandes estruturas: as plataformas ou crátons, os cinturões orogênicos, as grandes bacias sedimentares e as áreas de sedimentação recente (ROSS, 2003) (Figura 6.1).

As plataformas ou crátons correspondem aos terrenos com estruturas mais antigas, marcados por longas fases de erosão. Do ponto de vista litoló-

gico, predominam rochas metamórficas do Pré-Cambriano médio e inferior e algumas ocorrências de rochas intrusivas do Pré-Cambriano superior.

No território brasileiro de acordo com Ross (2003), existem três plataformas ou crátons: plataforma das Guianas, a Sul Amazônica e a do São Francisco. A plataforma das Guianas se encontra na extremidade norte do país, na fronteira com a Venezuela e com as Guianas, composta por rochas ígneas e metamórficas, ao norte, e por rochas metamórficas nas áreas mais rebaixadas, ao sul.

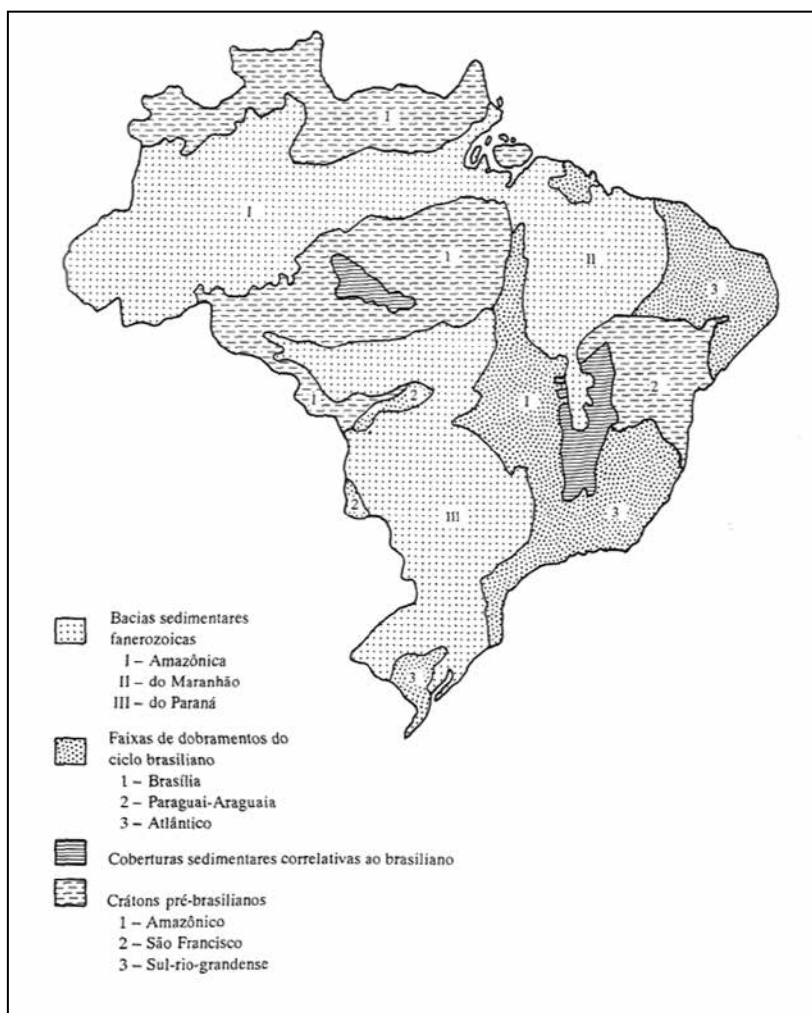


Figura 6.1 – As unidades estruturais do território brasileiro em macroescala.

Fonte: ROSS (2003).

A plataforma Sul Amazônica também é composta por rochas metamórficas antigas, ocorrendo frequentemente rochas intrusivas, sendo mais baixa no norte e mais elevada no sul. Na extremidade sul, essa plataforma apresenta extensas coberturas sedimentares que correspondem à chapada dos Parecis.

A plataforma do São Francisco se estende do norte de Minas Gerais até o centro da Bahia. Trata-se de uma área cratônica de difícil delimitação, pois se

encontra parcialmente encoberta por sedimentações antigas, e as extremidades confundem com os cinturões orogênicos que a margeiam (ROSS, 2003).

Os cinturões orogênicos brasileiros correspondem a antigas cadeias orogênicas (Neoproterozoicas) que se encontram bastante arrasadas por prolongadas fases erosivas, mas que ainda apresentam aspectos serranos em extensões razoáveis. Em macroescala, existem três: o cinturão do Atlântico, o de Brasília e o Paraguai-Araguaia.

O cinturão orogênico do Atlântico estende-se desde o leste da região Nordeste até o sudeste do Rio Grande do Sul. Trata-se de uma faixa com grande variedade estrutural e litológica, com rochas intrusivas e metamórficas. Alguns aspectos estruturais, como linhas de falhas, condicionam relevos importantes, como a serra da Mantiqueira, e algumas estruturas, como o quartzito, podem estar associadas com picos aguçados, como no caso da serra do Espinhaço.

O cinturão de Brasília estende-se do sul do estado de Tocantins até o sudeste de Minas Gerais, sendo formado por rochas metamórficas. Parte dessa estrutura se encontra arrasada por fases erosivas, porém encontram-se serras alongadas e chapadas (Serra da Canastra, Chapada de Brasília e dos Veadeiros).

O cinturão orogênico do Paraguai-Araguaia estende-se do norte de Goiás e do Tocantins até o Mato Grosso, reaparecendo na extremidade sul do Pantanal, na serra da Bodoquena. Predomina a ocorrência de rochas metamórficas com baixo grau de metamorfismo.

Processos de deposição marinha e continental foram responsáveis pelo entulhamento das bacias sedimentares, que são de idade Fanerozoica e apresentam diversas litologias, de onde se destacam arenitos, conglomerados, siltitos, argilitos e calcários. No Brasil, existem três grandes bacias sedimentares: a do Amazonas, a do Parnaíba e a do Paraná. Especificamente na bacia do Paraná, ocorreu um vasto derramamento de basalto durante o Jurássico, que se depositou sobre as camadas sedimentares em planos horizontais e estratificados.

As áreas de sedimentação recente, que correspondem aos depósitos sedimentares Cenozoicos, ocorrem ao longo dos principais leitos fluviais, nas zonas litorâneas e pré-litorâneas e no pantanal.

Tendo em vista a grande complexidade litológica associada com a diversidade climática, pretérita e atual, toda e qualquer proposta de classificação para o relevo brasileiro se apresenta como um grande desafio para profissionais da área de geomorfologia.

Dependendo da abordagem, pode haver diferentes classificações. Geomorfólogos de escolas da geomorfologia estrutural tendem a interpretar as formas de relevo de maneira diretamente relacionada com a estrutura geológica. Nesses casos, pode haver uma delimitação cartográfica baseada nas estruturas, colocando, em segundo plano, os limites do modelado.

Geomorfólogos provenientes de escolas da geomorfologia climática tendem a analisar o relevo a partir dos mecanismos erosivos, que estão associados com os parâmetros hidroclimáticos. Nessa perspectiva, percebe-se uma ênfase aos parâmetros climáticos e à cobertura vegetal, de modo que a cartografia tende a se assemelhar bastante com um mapa fitogeográfico.

De acordo com Ross (1985), as primeiras propostas de classificação do relevo brasileiro datam do século XIX, que refletiam as limitadas condições científico-tecnológico que existiam na época. Nessa perspectiva, destacam-se os trabalhos de Aires de Casal (1817), e de Alexander von Humboldt e Orville Derby (1884). No início do século XX, foram elaboradas novas propostas, porém sem grandes resultados significativos.

No entanto, somente com a classificação de Aroldo Azevedo, na década de 1940, é que se teve uma maior fundamentação no tratamento das unidades geomorfológicas, pois, nas classificações anteriores, era comum a adoção de termos geológicos e de terminologias regionais. Aroldo Azevedo, em 1949, denominou as grandes unidades como planaltos e planícies, valorizando nomenclaturas geomorfológicas e empregando denominações geológicas apenas em segundo nível, quando se fez uma maior especificação.

Aroldo Azevedo (1949) dividiu o relevo brasileiro em 4 planaltos (Planalto das Guianas, Planalto Central, Planalto Atlântico e Planalto Meridional) e 4 planícies (Planície Amazônica, Planície do Pantanal, Planície do Pampa e Planície Costeira) e teve, como principal critério de delimitação, a altimetria (Figura 6.2).



Figura 6.2 – Mapa do relevo brasileiro de acordo com a classificação de Aroldo Azevedo.

Fonte: <http://lucinhahb.blogspot.com.br/2012/03/aroldo-de-azevedo-e-classificacao-do.html>

Conforme já foi afirmado, apesar de apresentar estruturas geológicas bastante antigas, as formas de relevo do Brasil são recentes. Nessa perspectiva de análise, destacam-se as importantes contribuições de trabalhos de Aziz Ab'Sáber, das décadas de 1950 e 1960, acerca dos processos epirogenéticos e denudacionais pós-Cretáceos. Segundo o referido autor, o relevo brasileiro passou por significativos processos erosivos ao longo do Quaternário que foram responsáveis pela atual configuração morfológica. Tais processos denudacionais tornam-se bastante visíveis nas diversas depressões periféricas que margeiam as bacias sedimentares soerguidas (AB'SÁBER, 1967).

Após algumas tentativas de classificação do relevo brasileiro, Aziz Ab'Sáber propôs, no final da década de 1960, uma classificação geomorfológica apoiada nos processos relacionados com o clima atual, denominando as unidades de domínios morfoclimáticos.

Antes de apresentar as unidades propostas por Aziz Ab'Sáber (1967), é importante definir o termo "sistema de erosão" ou "sistema morfogenético", que se refere a um conjunto de processos erosivos inter-relacionados que, em função das condições climáticas zonais, elaboram feições geomorfológicas específicas nas áreas em que atuam. São processos combinados de erosão e de deposição que resultam em relevos do tipo erosivo, residual e deposicional. Cada sistema de erosão apresenta características próprias e pode atingir áreas de grandes extensões, podendo variar de milhares e milhões de quilômetros quadrados.

O vocábulo "morfoclimático" associa o relevo com as características climáticas. As forças climáticas relacionadas com erosão, ou até mesmo com a pedogênese, são denominadas de "processos morfoclimáticos". O conjunto de formas de relevo resultantes da ação de determinados processos morfoclimáticos dentro do mesmo bloco continental são denominadas de "domínios morfoclimáticos". Cada domínio apresenta uma área nuclear, e, entre os diversos domínios, existem áreas de transição que exibem características dos domínios adjacentes (AB'SÁBER, 2003).

O conceito de domínio morfoclimático foi introduzido no Brasil na década de 1960, pelo geógrafo Aziz Nacib Ab'Sáber (JÁTOBA; LINS, 2008). Segundo Ab'Sáber (2003), entende-se por domínio morfoclimático e fitogeográfico um conjunto espacial de certa ordem de grandeza territorial, em que haja um esquema coerente de feições de relevo, tipos de solos, formas de vegetação e condições hidroclimáticas. No Brasil, esses domínios foram estabelecidos, por Ab'Sáber, a partir da conjugação de diversos fatores: cobertura vegetal, clima, relevo e formações superficiais (solos).

Tais domínios espaciais, de feições paisagísticas e ecológicas integradas, ocorrem em uma espécie de área principal, de certa dimensão e arranjo, em que as condições fisiográficas e biogeográficas formam um complexo

relativamente homogêneo e extensivo. A essa área mais típica e contínua, aplicamos o nome de área core (área nuclear) (AB'SÁBER, 2003).

Para Ab'Sáber (2003), entre o corpo nuclear de um domínio paisagístico e as áreas nucleares de outros domínios vizinhos – totalmente diversos –, existe um interespaço de transição e de contato, que afeta, de modo mais sensível, os componentes da vegetação, os tipos e as formas de distribuição dos solos e, até um certo ponto, as próprias feições do relevo. Ou seja, entre os diversos domínios, existem faixas ou áreas de transição que exibem características dos diversos domínios adjacentes. Essas faixas de transição e de contato apresentam larguras variáveis e combinações sub-regionais distintas de fatos fisiográficos e ecológicos – ou paisagens tampão, exemplo: mata dos cocais.

A proposta de classificação dos relevos brasileiros de Ab'Sáber identificou seis domínios morfoclimáticos: 1. Domínio dos Chapadões Tropicais, a duas estações recobertos por cerrados; 2. Domínio das Regiões Serranas Tropicais Úmidas ou dos Mares de Morro extensivamente florestados; 3. Domínio das Depressões Semiáridas, pontilhadas de inselbergs, dotadas de drenagem intermitente e recobertas por caatingas extensivas; 4. Domínio de Planaltos Subtropicais, recobertos por araucárias e pradarias de altitude; 5. Domínio das Coxilhas Subtropicais Uruguaio-Sulriograndense, recobertas por pradarias mistas; e 6. Domínio das Terras Baixas Equatoriais, extensivamente florestadas da Amazônia brasileira (Figura 6.3).



Figura 6.3 – Mapa com os domínios morfoclimáticos brasileiros de acordo com a classificação de Aziz Nacib Ab'Sáber.

Fonte: <http://www.colegioweb.com.br/geografia/dominios-morfoclimaticos.html>.

1. Domínio dos Chapadões Tropicais, a duas estações recobertos por cerrados: trata-se de um domínio que ocupa uma área de cerca de 2 milhões de km², sendo de natureza zonal. Sua estrutura é composta de planaltos de estrutura complexa e sedimentares. Desenvolve-se numa área de clima tropical com chuvas de verão. Das condições climáticas, deriva uma rede de drenagem perene. Os interflúvios são muito largos e espaçados entre si. Percebe-se a ausência de processos de mamelonização. A vegetação predominante é o cerrado, que se trata de uma modalidade de savana, que geralmente reveste solos lixiviados. Os solos são muito pobres em nutrientes, em função da lixiviação e das propriedades mineralógicas. O bioma apresenta um estrato arbóreo e um herbáceo. Constata-se uma série de problemas ambientais nesse domínio, tais como desmatamentos para atividades agropecuárias extensivas, alteração da biodiversidade pelo assoreamento e contaminação por garimpo, capoeirização das florestas-galerias.

2. Domínio das Regiões Serranas Tropicais Úmidas ou dos Mares de Morro extensivamente florestados: o domínio dos mares de morros assume uma posição nitidamente azonal, tendo em vista que se estende de norte a sul do Brasil, por praticamente todo o litoral oriental. Desenvolve-se numa área de rochas cristalinas (metamórficas e intrusivas) com intensas precipitações pluviométricas anuais. Constata-se uma grande diversidade estrutural com falhas, cisalhamentos e dobramentos, que contribuem com a forte movimentação topográfica. Das condições climáticas, desenvolvem-se rios perenes e derivam significativos mantos de alteração das rochas com solos profundos recobertos pela mata atlântica perenifólia. Sua área core se localiza na região Sudeste. Constata-se um extensivo processo de mamelonização e níveis de pedimentos embutidos. Constata-se a presença de pães de açúcar, associados com rochas mais resistentes. Dentre os problemas ambientais desse domínio, destacam-se os desmatamentos da mata atlântica, que deixaram menos de 10% da cobertura original. Tais desmatamentos estão associados com atividades agrícolas, pecuárias e expansões urbanas.

3. Domínio das Depressões Semiáridas, pontilhadas de inselbergs, dotadas de drenagem intermitente e recobertas por caatingas extensivas: esse domínio abrange uma área de cerca de 850.000 km², imperando na região Nordeste, onde domina o clima semiárido e a vegetação das caatingas. Trata-se de um domínio nitidamente azonal para as baixas latitudes em que se encontra. As principais unidades geomorfológicas são as depressões sertanejas, que são superfícies de erosão em rochas cristalinas e se apresentam suavemente onduladas ou um pouco mais movimentadas e podem ser interrompidas por campos de inselbergs, cristas residuais, maciços e alguns relevos relacionados com bacias sedimentares. Do clima semiárido, derivam baixos totais pluviométricos anuais, variando de 400 - 900 mm, e que se distribuem

de forma irregular no tempo e no espaço. A drenagem é intermitente sazonal, com a presença de rios efêmeros. Como predominam rochas do embasamento cristalino, constata-se um limitado potencial hidrogeológico. Constata-se o predomínio de processos de intemperismo físico com limitada alteração no manto superficial das rochas, justificando a presença de solos rasos com o predomínio de luvissolos e neossolos litólicos, bastante associados com superfícies pedregosas e afloramentos rochosos. As paisagens desse domínio se apresentam bastante diferenciadas com a presença de ambientes de exceção (mais úmidos), regionalmente conhecidos como brejos de altitude, e a própria caatinga se apresenta de forma heterogênea, com padrões fisionômicos e florísticos variados. Com relação aos problemas ambientais, constatam-se significativos desmatamentos associados com atividades de pecuária e agricultura. As técnicas agrícolas são bastante predatórias, de onde se destaca a brocagem e a queimada. Das elevadas taxas de degradação ambiental de alguns setores, resultam ambientes em franco processo de desertificação.

4. Domínio de Planaltos Subtropicais, recobertos por araucárias e pradarias de altitude: esse domínio abrange cerca de 400.000 km², apresentando clima subtropical. Localiza-se nos setores de planalto da bacia do Paraná com alternâncias de arenitos e basaltos. Sua topografia se assemelha ao modelo das áreas tropicais úmidas. O intemperismo químico ocorre com certa moderação, justificando topografias planálticas com colinas discretamente tabuliformes. Em função de sua posição latitudinal, nas áreas mais elevadas, podem ocorrer geadas ou até mesmo nevadas. A cobertura vegetal é predominantemente formada pelas araucárias. Dentre os principais problemas ambientais, destaca-se o desmatamento das araucárias que serviram de matéria-prima para a indústria madeireira.

5. Domínio das Coxilhas Subtropicais Uruguaio-Sulrigrandense recobertas por pradarias mistas: esse é o menor domínio morfoclimático brasileiro, apresentando uma área de cerca de 80.000 km². Um traço marcante desse domínio é a presença das coxilhas, que são termos regionais para designar colinas rasas ou elevações arredondadas. Na área em questão, são esculpidas predominantemente sobre rochas efusivas (basaltos). Tratam-se de áreas sob condições de clima temperado úmido ou subúmido, sujeitas a estiagens de fim de ano. Dentre os problemas ambientais, destaca-se a degradação dos solos arenosos a partir da degradação da vegetação campestre pelo sobrepastoreio e pelas práticas agrícolas. Nesses solos, ocorrem vários processos erosivos pluviais, como o surgimento de ravinas e até voçorocas.

6. Domínio das terras baixas equatoriais, extensivamente florestadas da Amazônia brasileira: esse domínio engloba setores equatoriais e subequatoriais, abrangendo uma área de mais de 2,5 milhões de km², onde predominam

condições de clima quente e úmido. Como abrange uma grande área, esse domínio incorpora terreno com rochas sedimentares da Bacia Amazônica e rochas do embasamento cristalino. Podem ocorrer planícies de inundação labiríntica e meândrica, tabuleiros de vertentes convexas, morros baixos marmelonizados, relevos residuais, e vestígios de pedimentação e de pediplanação. Das condições climáticas, derivam rios perenes, que compõem a maior bacia hidrográfica do mundo, que é a do Amazonas. Dentre os problemas ambientais, destacam-se a poluição dos recursos hídricos durante as atividades de garimpo, os desmatamentos e as queimadas, que possuem uma forte associação com a expansão da soja e das atividades pecuaristas.

É importante destacar que a classificação geomorfológica dos domínios morfoclimáticos propostos por Aziz Ab'Sáber apresenta uma forte relação com o clima e com a vegetação. Isso gera um problema de cartografia geomorfológica, pois o mapa dos domínios morfoclimáticos brasileiros é bastante similar ao mapa dos biomas brasileiros.

Durante a década de 1970 e o começo da década de 1980, foi elaborado o projeto RADAMBRASIL, ligado ao Ministério das Minas e Energia, que teve o intuito de levantar diversas informações sobre os recursos naturais do território brasileiro através de equipes multidisciplinares que ficaram responsáveis pelas folhas cartográficas ao milionésimo. Esse trabalho tinha o intuito de fazer uma "radiografia" do território nacional.

Inicialmente, o Projeto RADAM seria adotado apenas para a região amazônica, a partir da utilização de imagens de radar que, na época, se destacavam como um recurso de alta tecnologia. Porém esse projeto foi estendido para todo o território nacional, com o nome RADAMBRASIL, mas, infelizmente, algumas folhas não tiveram sua versão final publicada.

No âmbito geomorfológico, o Projeto RADAMBRASIL apresentou significativas contribuições que ampliaram os conhecimentos pré-existentes e serviram para confirmar algumas teorias genericamente propostas. Nesse projeto, cabe destacar o importante papel exercido pelo geógrafo Getúlio Vargas Barbosa, que foi o mentor metodológico dos levantamentos geomorfológicos do RADAMBRASIL. Infelizmente, não foi elaborado nenhum mapa síntese em nível nacional, com relação à geomorfologia brasileira.

De acordo com o projeto RADAMBRASIL, o território brasileiro foi subdividido em 4 domínios morfoestruturais: 1. Domínio dos depósitos quaternários inconsolidados; 2. Domínio das bacias sedimentares e coberturas inconsolidadas plio-pleistocênicas; 3. Domínio das faixas de dobramentos e coberturas metassedimentares associadas; e 4. Domínio dos embasamentos em estilos complexos que, subdivididos, totalizam 18 subunidades.

1. Domínio dos depósitos quaternários inconsolidados: esse domínio é representado pelas áreas de deposição sedimentar recente, tanto de origem continental como marinha, e ocorre em áreas baixas, como planícies costeiras, planícies fluviais e algumas depressões, como no caso do Pantanal e da ilha do Bananal.

2. Domínio das bacias sedimentares e coberturas inconsolidadas plio-pleistocênicas: trata-se de um domínio que abrange mais da metade do território brasileiro e corresponde às bacias sedimentares fanerozoicas e aos depósitos terciários. Esse domínio encontra-se dividido em: 1. Bacias e coberturas sedimentares litorâneas; 2. Bacia sedimentar amazônica; 3. Bacia sedimentar do Tocantins/Araguaia; 4. Bacia sedimentar do Meio-Norte; 5. Coberturas sedimentares da bacia do São Francisco; 6. Bacias e coberturas sedimentares do Nordeste oriental; e 7. Bacia e cobertura sedimentar do Paraná.

3. Domínio das faixas de dobramentos e coberturas metassedimentares associadas: corresponde a antigas áreas de dobramentos e se divide em: 1. Faixas de dobramento do Brasil Central; 2. Faixas de dobramento do Nordeste Ocidental; 3. Faixas de dobramento do Nordeste Oriental; 4. Faixas de dobramento do Sul/Sudeste; 5. Coberturas metassedimentares do Espinhaço/Diamantina; e 6. Coberturas metassedimentares da bacia do São Francisco/Tocantins.

4. Domínio dos embasamentos em estilos complexos: corresponde a trechos com estruturas geológicas complexas e se divide em: 1. Embasamento da Amazônia; 2. Embasamento do Nordeste; e 3. Embasamento do Sul/Sudeste.

Apoiado nos trabalhos elaborados pelo Projeto RADAMBRASIL, Jurandir Ross elaborou uma proposta de classificação do relevo brasileiro utilizando critérios morfoesculturais de acordo com a concepção de Mescherikov (1968). Nessa abordagem, as unidades morfoesculturais são resultantes de processos gerados por climas e paleoclimas que esculpiram formas de relevo em diferentes estruturas. Assim, tal unidade é distinguida pela forma de relevo predominante, independente de sua idade ou de sua estrutura.

Na proposta geomorfológica de Jurandir Ross, foram considerados três níveis taxonômicos diferentes. No primeiro nível, levou-se em conta um critério eminentemente geomorfológico, considerando três grandes unidades (planaltos, depressões e planícies). Como a gênese e a estrutura dos planaltos apresenta uma certa variedade, o segundo táxon é utilizado para explicar o caráter estrutural dos planaltos (1. bacias sedimentares; 2. intrusões e coberturas residuais de plataforma; 3. Núcleos cristalinos arqueados; e 4. cinturões orogênicos). O segundo táxon não foi adotado para as depressões e planícies, tendo em vista que elas apresentam gênese comum, relacionada à erosão e à deposição, respectivamente. O terceiro táxon define nominalmente cada uma das unidades morfoesculturais segundo uma terminologia regional.

Nessa proposta de classificação de Ross (1985), foram identificadas 28 unidades morfoesculturais, que são (Figura 6.4):

Os planaltos

Em bacias sedimentares:

- Planalto da Amazônia Oriental;
- Planaltos e Chapadas da Bacia do Parnaíba;
- Planaltos e Chapadas da Bacia do Paraná;

Em intrusões e coberturas residuais de plataforma:

- Planaltos Residuais Norte-Amazônicos;
- Planaltos Residuais Sul-Amazônicos;
- Planaltos e Chapadas dos Parecis.

Em núcleos cristalinos arqueados:

- Planalto da Borborema;
- Planalto Sul-rio-grandense.

Em cinturões orogênicos:

- Planaltos e Serras do Atlântico Leste Sudeste;
- Planaltos e Serras de Goiás-Minas;
- Serras Residuais do Alto Paraguai.

As depressões

- Depressão da Amazônia Ocidental;
- Depressão Marginal Norte-Amazônica;
- Depressão Marginal Sul-Amazônica;
- Depressão do Araguaia;
- Depressão Cuiabana;
- Depressão do Alto Paraguai-Guaporé;
- Depressão do Miranda;
- Depressão Sertaneja e do São Francisco;
- Depressão do Tocantins;
- Depressão Periférica da Borda Leste da Bacia do Paraná;
- Depressão Periférica Sul-rio-grandense.

As planícies

- Planície do Rio Amazonas;
- Planície do Rio Araguaia;
- Planície e Pantanal do Rio Guaporé;
- Planície e Pantanal do Rio Paraguai ou Mato-grossense;
- Planície da Lagoa dos Patos e Mirim;
- Planície e Tabuleiros Litorâneos;

Recentemente, aproximadamente no ano de 2010, começaram a ser publicados trabalhos e mapas acerca da geodiversidade brasileira. Tal publicação foi elaborada pela CPRM e aborda os aspectos geomorfológicos, a partir de uma maior ênfase nos geológicos, de cada um dos estados brasileiros. Tal publicação utiliza o mapeamento geológico sobreposto à imagem SRTM, com a projeção tridimensional do relevo. Isso fornece importantes contribuições na interpretação morfoestrutural das unidades. Além das informações destacadas, esse trabalho também apresenta um quadro-síntese, destacando aspectos relacionados a limitações e potencialidades de cada domínio geológico-ambiental.

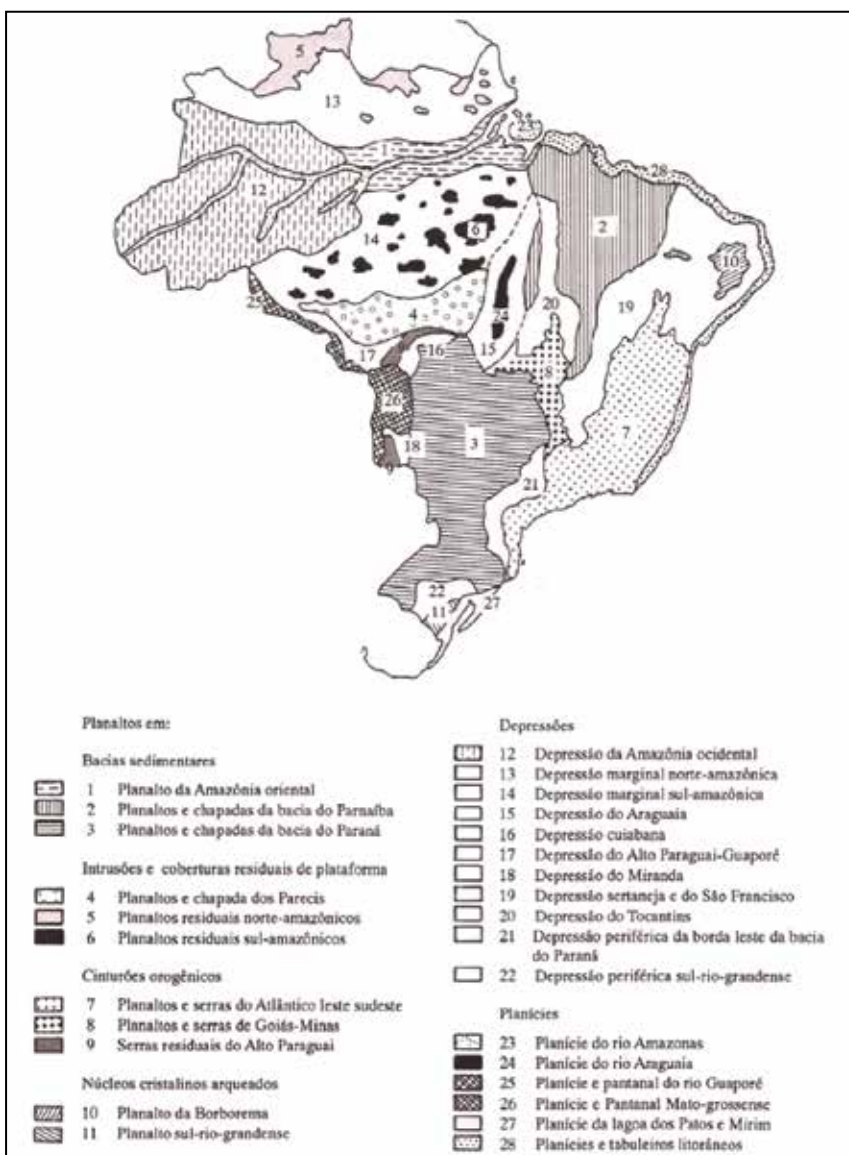


Figura 6.4 – Unidades do Relevo Brasileiro na proposta de classificação de Jurandir Ross.

Fonte: Jurandyr L. Sanches Ross, 2003.

Síntese do Capítulo



Em virtude das dimensões continentais e das diferentes tipologias de vegetação, clima, solo, dentre outros aspectos, torna-se muito difícil classificar o relevo brasileiro. O capítulo se detém em apresentar três tipos de classificações com o intuito de facilitar a compreensão da diversidade dos relevos a partir da análise de alguns critérios.

Aroldo Azevedo (1949) dividiu o relevo brasileiro adotando, como principal critério de delimitação, a altimetria. Na referida divisão, denominou as grandes unidades como planaltos e planícies, sendo estes: 4 planaltos (Planalto das Guianas, Planalto Central, Planalto Atlântico e Planalto Meridional) e 4 planícies (Planície Amazônica, Planície do Pantanal, Planície do Pampa e Planície Costeira).

O geógrafo Ab'Sáber propôs uma classificação dos relevos brasileiros a partir de seis domínios morfoclimáticos que conjugavam a cobertura vegetal, clima, relevo e formações superficiais (solos): domínio dos Chapadões Tropicais, a duas estações recobertos por cerrados; domínio das Regiões Serranas Tropicais Úmidas ou dos Mares de Morro extensivamente florestados; domínio das Depressões Semiáridas; domínio de Planaltos Subtropicais; e domínio das Terras Baixas Equatoriais.

Por sua vez, Ross (2003) defendeu que o território brasileiro apresenta quatro grandes estruturas: as plataformas ou crátons (terrenos com estruturas mais antigas, marcados por longas fases de erosão), os cinturões orogênicos (antigas cadeias orogênicas que se encontram bastante arrasadas por prolongadas fases erosivas, mas que ainda apresentam aspectos serranos em extensões razoáveis), as grandes bacias sedimentares e as áreas de sedimentação recente.

Atividades de avaliação



1. O que você entende por morfoestrutura e por morfoescultura?
2. Qual é a diferença entre idade e gênese das estruturas e formas de relevo?
3. Qual é a diferença entre a classificação do relevo brasileiro proposta por Aroldo Azevedo e por Aziz Ab'Sáber?
4. Qual é a principal característica do domínio das depressões interplanálticas semiáridas do Nordeste?
5. Qual é a importância do projeto RADAMBRASIL para o planejamento do território brasileiro?

Leituras, filmes e sites



FRANCISCO, W. de C. E. "Relevo brasileiro"; Brasil Escola. Disponível em <http://www.brasilecola.com/brasil/relevo-brasileiro.htm>.

ROSS, J. L. S. **Relevo Brasileiro: uma nova proposta de classificação**. Revista do Departamento de Geografia - São Paulo. 1985. p. 21 - 33.

<http://geografalando.blogspot.com.br/2013/02/classificacao-do-relevo-brasileiro.html>

<http://docente.ifrn.edu.br/jordanacosta/disciplinas/geografia-2-.8401.2m/relevo-brasileiro>

<http://www.revistas.usp.br/rdg/article/viewFile/47094/50815>

<https://www.youtube.com/watch?v=msFIYBum-qU>

Referências



AB'SÁBER, A. N. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas no Brasil. Orientação, São Paulo, n. 3, p. 45 - 48, 1967. [Republicado em *Grandes paisagens brasileiras*. São Paulo: Eca, 1970; e como parte do artigo "Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil". **Geomorfologia**, São Paulo, n. 20, p. 1 - 26, 1970].

AB'SÁBER, A. N. **Os Domínios da Natureza no Brasil**: Potencialidades Paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159p.

BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v 29, n. 3, p. 379 - 392, 1999.

CLAUDINO SALES, V., PEULVAST, J-P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, Vol 7, Nº 2. Uberlândia, 2007.

JATOBÁ, L.; LINS, R. C. **Introdução à geomorfologia**. 5. ed. Recife: Bagaço, 2008. 244p.

ROSS, J. L. S. Relevo Brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia** - São Paulo. 1985. p. 21 - 33.

ROSS, J. L. S. (org.) **Geografia do Brasil**. 4. ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2003. 546p.

Sobre os autores

Frederico de Holanda Bastos: possui Doutorado em Geografia Física (2012) e Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente (2005) pela Universidade Federal do Ceará, Especialização em Geoprocessamento Aplicado à Análise Ambiental e Recursos Hídricos (2005) e Bacharelado e Licenciatura em Geografia pela Universidade Estadual do Ceará (2000 e 2002). Atualmente é professor adjunto da Universidade Estadual do Ceará (UECE/CE) na área de geomorfologia. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geografia Física, atuando principalmente nos seguintes temas: análise geoambiental, geomorfologia, geografia física, planejamento e zoneamento ambiental, geoprocessamento e maciços cristalinos do Nordeste.

Rubson Pinheiro Maia: É Mestre em Geografia Física com ênfase em Geomorfologia (UFC) é Doutor em Geodinâmica e Geofísica (UFRN). Atua na área de Geomorfologia com ênfase em Morfotectônica de ambientes cársticos e fluviais. Possui trabalhos nas áreas de morfotectônica de ambiente cárstico, em sistemas fluviais, em zonas de deformação e em maciços cristalinos. Participou do projeto de Mapeamento Geológico-Geomorfológico da Folha SB-24-X-D-I (Mossoró-RN), financiado pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil), e do projeto de mapeamento/caracterização do carste (Porocars-te), na Bacia Potiguar, financiado pela Petrobrás. Integra o INCT (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia) na área de Estudos Tectônicos. Atualmente, é Professor de Geomorfologia da Universidade Federal do Ceará.

Abner Monteiro Nunes Cordeiro: É bacharel e Licenciado em Geografia pela Universidade Estadual do Ceará (UECE), Especialista em Geografia: Educação Ambiental pela Universidade Estadual do Ceará (UECE), Mestre em Geografia (UECE) e Doutorando em Geografia (UECE). Atua na área de planejamento ambiental urbano, com ênfase em estudos de planos diretores, e na área de geografia física, com destaque em estudos ambientais integrados. Atualmente, é professor da rede municipal de ensino de Maranguape, no Ceará.