

Geomorfologia do caminho da lama: contexto e consequências da ruptura da Barragem do Fundão (novembro 2015, Mariana–MG)

AllaouaSaadi¹, Jackson Cleiton Ferreira Campos²

1 - Introduzindo o assunto com um resumo do fato hidrogeomorfológico

O acidente que, no dia 5 de novembro de 2015, afetou o sistema de barragens de rejeitos da mina do complexo extrativo e beneficiador de minério de ferro da empresa SAMARCO Mineração/SA cujo sítio paisagístico é ilustrado pela Foto 1, situado no município de Mariana-MG, resultou em uma tragédia trifacial: social, ambiental e político-administrativa. O rompimento de uma das três barragens (Figura 1), a denominada do Fundão (Foto 2) projetou, rio abaixo, o que poderia denominar-se de uma avalanche com 34 milhões de metros cúbicos de lama que soterrou a quase total extensão da vila de Bento Rodrigues (situada 5,6 km a jusante) (Foto 3), matando 19 pessoas, lambeu a vila de Paracatu (42,5 km a jusante) e a parte baixa da vila de Barra Longa (76 km a jusante) (Foto 4).

¹ Geógrafo, Doutor em Geografia Física

Professor Titular do Depto. De Geografia do Instituto de Geociências da UFMG

² Geógrafo e Mestre em Solos Sócio-Diretor da Amplo Engenharia e Gestão de Projetos Ltda.



Foto 1: Vista do sítio paisagístico do complexo e da Barragem de Germano, a mais alta e maior do conjunto. (Foto do autor)



Foto 2: Barragem do Fundão esvaziada após o rompimento (Foto do autor)

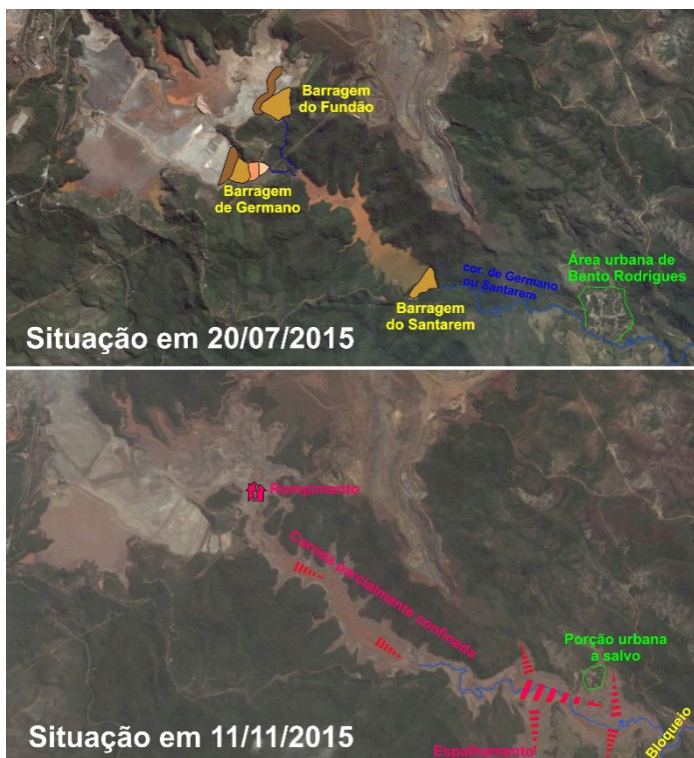


Figura 1: O contexto do acidente (Imagens Google Earth)



Foto 3: Estado da destruição da vila de Bento Rodrigues causada pela avalanche de lama (Foto Defesa Civil)



Foto 4: Parte baixa da vila de Barra Longa arrasada pela corrida de lama (Foto Defesa Civil)

Na sequência da avalanche de lama que deixou um rastro de destruição de vidas humanas e patrimonial no sentido amplo, uma corrente fluvial com altíssima turbidez percorreu o restante do fundo de vale de, aproximadamente, 115 km até alcançar a represa da UHE Candonga/Risoleta Neves, “empurrando” uma onda de cheia e removendo e/ou destruindo tudo o que encontrava no canal e sobre os baixos terraços e encostas que constituem as margens dos rios Gualaxo do Norte(Foto 5) e do Carmo. (Foto 6).



Foto 5: Margens do rio Gualaxo do Norte arrasadas pela corrida de lama que as deixou cobertas por sedimentos ferruginosos(Foto Defesa Civil)



Foto 6: Sedimentos abandonados pela corrida de lama no leito maior do rio Doce, próximo a Rio Doce. (Foto do autor)

Após depositar grande parte de sua carga sedimentar, em consequência desse barramento, a corrente fluvial, ainda com alta turbidez, percorrerá mais 555 km até atingir a foz do rio Doce em Regência-ES, confinada aos limites do canal do rio Doce e aliviando sua carga sedimentar nos barramentos sucessivos das UHE's de Baguari, Aimorés e Mascarenhas.

Ao longo deste caminho, haverá de notar dois efeitos correlatos importantes:

- Em primeiro lugar, ressalta-se que o excesso de volume e a energia carregada pela corrente lamosa, em seu percurso no primeiro trecho situado no Alto Rio Doce, resultaram na geração de remansos que subiram distâncias maiores que 2 km dos canais e margens dos afluentes encontrados, como no caso do rio Gualaxo do Sul e do Piranga em suas confluências com o rio do Carmo (Foto 7).
- Em segundo lugar, no Baixo Rio Doce, remansos afetaram as águas e ambientes dos pequenos afluentes ocupados por manguezais e uma pluma vermelha avançou 20 km mar adentro (Foto 8).



Foto 7: Remanso gerado pela água com alta turbidez na confluência dos rios Carmo e Piranga (Imagem Google Earth)



Foto 8: Avanço da pluma de turbidez no oceano (Imagem Google Earth)

2 – As questões em apreço

No início da tarde de 5 de novembro de 2015, entre 15:30 e 16:00 horas, uma enxurrada de notícias, repercutida em paralelo pelas redes de comunicação e redes sociais de variadas credibilidades, informava a ocorrência do rompimento de uma das barragens de

contenção de rejeitos da empresa SAMARCO alojadas na borda oriental do Quadrilátero Ferrífero, na porção noroeste do Município de Mariana-MG (Figura 2), no sopé das serras do Batatal (1.700 m. de altitude) e do Coqueiro (1.796 m. de altitude), as quais fazem a junção entre a Serra do Caraça (ao norte) e a Serra de Antônio Pereira (ao sul). Às 19:00 horas, do dia 06 de novembro de 2015, o centro de Sismologia da USP divulgara um bastante aguardado relatório sobre a ocorrência de 6 abalos sísmicos sucessivos, escalonados entre as 13:00 e 16:00 horas do mesmo dia, com epicentros próximos ao local do rompimento da barragem e magnitudes variando entre 2.0 a 2.6 (USP 2015).

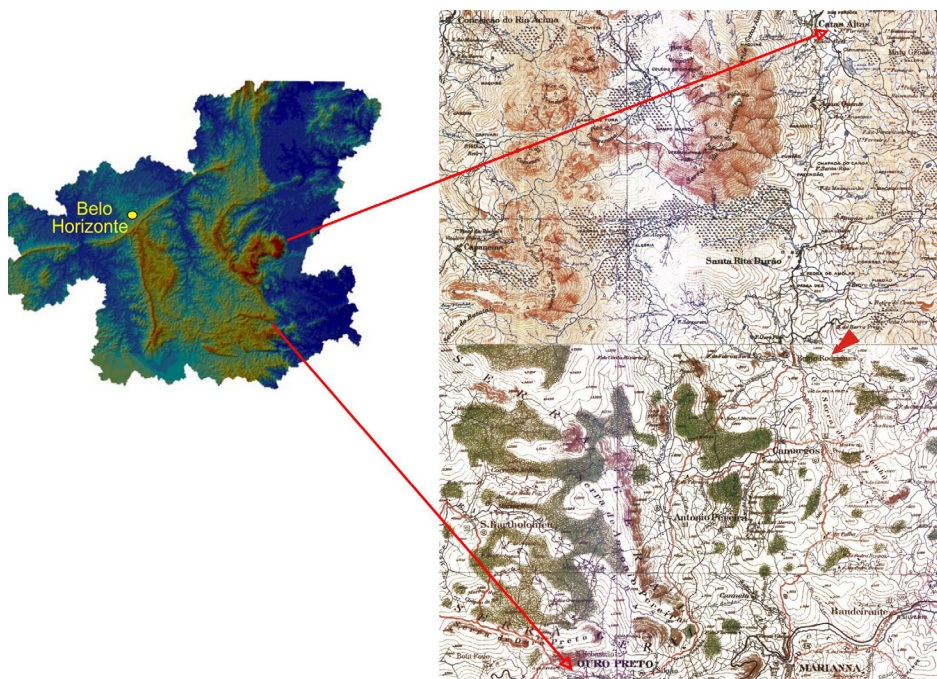


Figura 2: Localização do acidente (a seta vermelha, no meio do mapa, indica a localização de Bento Rodrigues)

Uma vez a notícia do rompimento ter atingido as redes sociais e de comunicação de massa, uma explosão de informações, nem sempre oriundas de fontes competentes e/ou fidedignas, tomou conta do noticiário, movida por objetivos e/ou interesses mais próximos do sensacionalismo e oportunismo do que do binômio realismo/responsabilidade. Do outro lado da cena, órgãos públicos, incluindo Ministério Público, SEMAD, FEAM, IBAMA, DNPM e universitários, entre outros, multiplicaram declarações que, analisadas em conjunto, traziam as provas de faltas de conexão sobre a realidade do ocorrido e as limitações da gestão técnica e jurídica do patrimônio ambiental nacional. Consultores chamados às pressas indicaram soluções, às vezes sem a devida análise e cautela frente a complexidade das consequências do acidente, focalizando problemas sobre os quais, possivelmente nunca tinham refletido: propostas como esvaziar, num prazo de 24 horas, a represa da UHE de Candonga (Risoleta Neves) para servir de barramento a um eventual rompimento de outra das 3 barragens da SAMARCO ou, ainda, barrar “com boias” a transferência das águas turvas aos braços afluentes dos ambientes de manguezais, entre outros. Para a primeira proposta, os riscos que seriam impostos à estabilidade da UHE Candonga não poderiam ser dimensionados de forma superficial frente às possibilidades de potencialização das consequências a jusante com o potencial rompimento da barragem da referida usina. Para o segundo caso, a indicação baseou-se numa estranha assimilação entre o comportamento de uma água turva e outro tipo de produto capaz de boiar sobre a água. Por sorte, a primeira ação não foi executada e a segunda, foi adotada resultando em um gasto desnecessário de tempo, esforços e recursos que poderiam ter sido usados de modo mais produtivo.

Para ilustrar a maré de desinformação que tomou conta do país, tomamos a liberdade de relatar o seguinte fato: a um grupo de jovens paulistas pertencentes a uma produtora de vídeos, que nos procurou para conversar sobre “a morte do Rio Doce”, respondemos que, não tendo ainda identificado tal morte, só poderíamos conversar sobre a “doença que tinha atingido o Rio Doce”, o que fizemos

durante umas duas horas, contribuindo à sua candidatura a um concurso internacional de vídeos amadores. Este fato ilustra o estágio de alarmismo e descontrole que atingiu a sociedade em relação ao desastre ambiental e, ao mesmo tempo, o caminho que se pretende traçar com esta contribuição: expor o ocorrido, pela lente da geomorfologia, contextualizando-o pela configuração da bacia do rio Doce (em especial por sua parte atingida), e tecer considerações sobre possíveis caminhos para a reabilitação de suas condições geoambientais. Não temos, evidentemente, nenhum objetivo de debater responsabilidades, tantos são os atores envolvidos no caso e a baixa qualidade das informações a respeito do assunto, bem como os vários tipos de desencontros que, frequentemente, travam definições importantes nas esferas técnica, política e jurídica.

3 – O contexto geológico, geomorfológico e sismotectônico regional

A bacia do rio Doce ocupa uma superfície (em projeção plana) de 83.400 km² (CPRM 2015a) ou 86.711 km² (Consortio Ecoplan-Lume, 2010a), sendo 86% desses inseridos no estado de Minas Gerais e 14% no estado do Espírito Santo. Ela é drenada por uma densa rede hidrográfica cujo principal eixo hidrográfico percorre 879 km (Consortio Ecoplan-Lume, 2010a). Suas nascentes, situadas na Serra da Mantiqueira (município de Ressaquinha), alimentam o rio Xopotó que escoar em direção a nordeste para afluir no rio Piranga. Este irá juntar-se ao ribeirão do Carmo oriundo da borda oriental do Quadrilátero Ferrífero, para formarem o rio Doce, cujas águas alcançarão o oceano Atlântico próximo a Regência-ES (Figura 3).

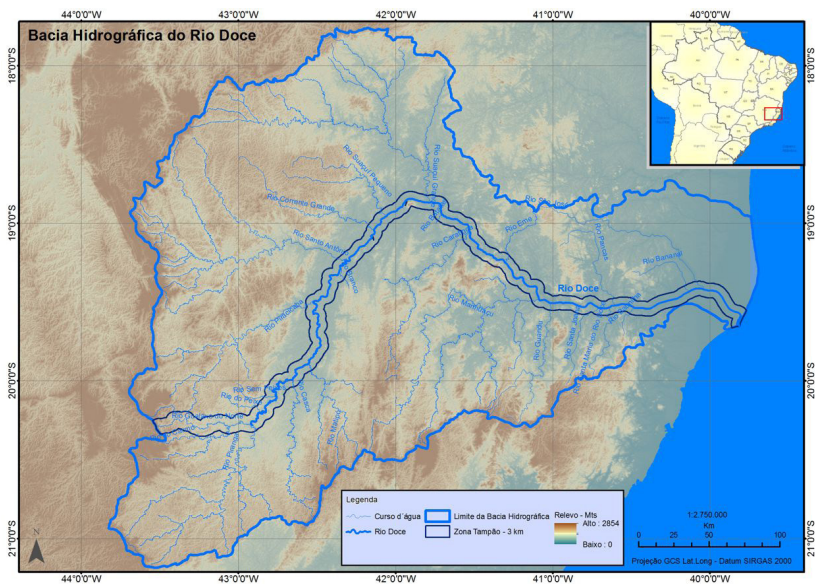


Figura 3: Bacia hidrográfica do rio Doce, com indicação do trajeto da corrente de turbidez

3.1. Contexto Regional

Considerando que uma descrição geológica detalhada da bacia do rio Doce não constituirá uma base fundamental para o entendimento da questão em discussão, lançar-se-á mão de uma apresentação sintética da organização geológica-geomorfológica regional, principalmente para fins de contextualização, reservando espaço para uma análise detalhada, e, portanto mais útil, do percurso da onda hidro-sedimentar resultante do acidente em foco.

Ao percorrer a área da bacia do rio Doce, de oeste para leste, distingue-se 5 compartimentos geomorfo-estruturais, em parte inspirados do trabalho de Strauch (1955) e Souza (1995), cujas características expõem relações diferenciadas entre unidades geológicas (litoestruturais) e organização do relevo em associação com a da rede hidrográfica (Figura 3):

1 - No extremo oeste da bacia, existe um compartimento montanhoso representado por cristas e fragmentos de planaltos pertencentes ao eixo Serra do Espinhaço/Quadrilátero Ferrífero, com altitudes que atingem os 2000 metros, orientados NE-SW em submissão ao controle lito-estrutural das sequências metassedimentares e ígneo-metamórficas predominantemente arqueanas e paleoproterozóicas. Este compartimento, limitado a leste por uma linha Ouro Preto-Itabira-Guanhães-Água Boa, abriga grande parte das cabeceiras dos afluentes e formadores de margem esquerda do rio Doce (Carmo, Piracicaba, Santo Antônio-Guanhães e Suaçui Grande), os quais são obrigados a talhar vales encaixados e cânions perpendicularmente às estruturas tectônicas implantadas pela Orogênese Brasileira (550-700 milhões de anos).

2 - Logo a leste do anterior e limitado, a leste, pelo eixo rio Doce-rio Piranga, se estende um compartimento planáltico com altitudes de topos situadas entre 500 e 900 metros. Neste, os médios e baixos cursos dos rios Piracicaba, Santo Antônio e Suaçuí Grande, bem como os formadores do alto rio Piranga, esculpiram, em rochas predominantemente ígneo-metamórficas arqueanas e paleo a neoproterozóicas, um relevo de cristas e colinas que esboçam as características de um compartimento de “mar de morros”.

3 - Mais a leste, uma depressão com, aproximadamente, 50 km de largura no sentido NE-SW, se estende entre as altitudes de 350 metros, em sua extremidade SW, próximo à confluência dos rios do Carmo e Piranga, e 170 metros, em sua extremidade NE, junto ao cotovelo de Governador Valadares. Trata-se de uma grande depressão interplanáltica cujo substrato geológico é constituído, principalmente, por granitos paleoproterozóicos do Complexo Piedade. Sua morfologia aplainada, com ligeira inclinação de SW para NE, é o resultado combinado de um abatimento tectônico cenozoico (alinhado sobre a direção principal das estruturas

tectônicas brasileiras) e de uma complexa história erosiva e sedimentar conduzida pelas divagações do rio Doce. O caso mais instrutivo desta combinação geomorfológica é a depressão que abriga os lagos do Parque Florestal Estadual do Rio Doce-PERD (Pflug 1969, Barbosa e Kohler 1981) e recebe a confluência dos rios Piracicaba e Doce.

4 - A leste deste, um legítimo compartimento de “mar de morros” sobre rochas, predominantemente, ígneo-metamórficas paleo a neoproterozóicas, espalha uma infinidade de morros e colinas, organizados em conjuntos cujas altitudes variam entre 300 e 1200 metros, em função das variações litológicas das rochas granitoides e de seu arranjo tectônico cenozoico. Numa visão geral, trata-se do testemunho de uma superfície de aplainamento pós-cretácea inclinada de oeste para leste, mas dentro da qual falhamentos e movimentos epirogênicos tardios foram responsáveis por elevações de blocos e/ou agrupamentos de pontões. Neste compartimento, o rio Doce escoava de NW para SE, recortando as estruturas geológicas herdadas do evento brasileiro, mas recebe seus afluentes com cursos adaptados a essas estruturas.

5 - Por fim, um compartimento de tabuleiros litorâneos seguidos, a leste, por planícies fluvio-marinhas, situado abaixo da cota 200 metros, abriga a desembocadura do rio Doce. Os tabuleiros sustentados por sedimentos neogênicos do Grupo Barreiras expõem uma superfície perfeitamente plana, no entanto com uma profunda dissecação operada por cursos d’água que desembocam, a leste, em áreas de restingas e manguezais entremeados sobre os entrelaçamentos de cordões litorâneos com dunas e sedimentos fluvio-marinhos quaternários.

3.2. Contexto local

O caminho que foi percorrido pela avalanche de lama e, consecutivamente, pela onda de cheia resultante e a corrente fluvial com alta turbidez, atravessou o conjunto desses compartimentos geomorfológicos, submetendo o fluxo fluvial não somente às características geomorfológicas dos vales percorridos, como também aos barramentos das 4 represas associadas as Unidades Hidrelétricas (UHE's), instaladas no vale do rio Doce (Tabela 1) e localizadas na Figura 4.

Tabela 1: UHE's situadas no rio Doce, no percurso da corrente fluvial com alta turbidez

Nome da UHE	Latitude	Longitude	Altitude na crista da barragem (aproximada, em metros)	Capacidade de armazenamento (Mm ³)
Risoleta Neves – Candonga	20° 12' 25"	42° 51' 29"	295	544,0
Baguari	19° 01' 31"	42° 07' 02"	170	43,6
Aimorés	19° 27' 12"	41° 05' 26"	74	185,2
Mascarenhas	19° 29' 59"	40° 55' 28"	47	51,8

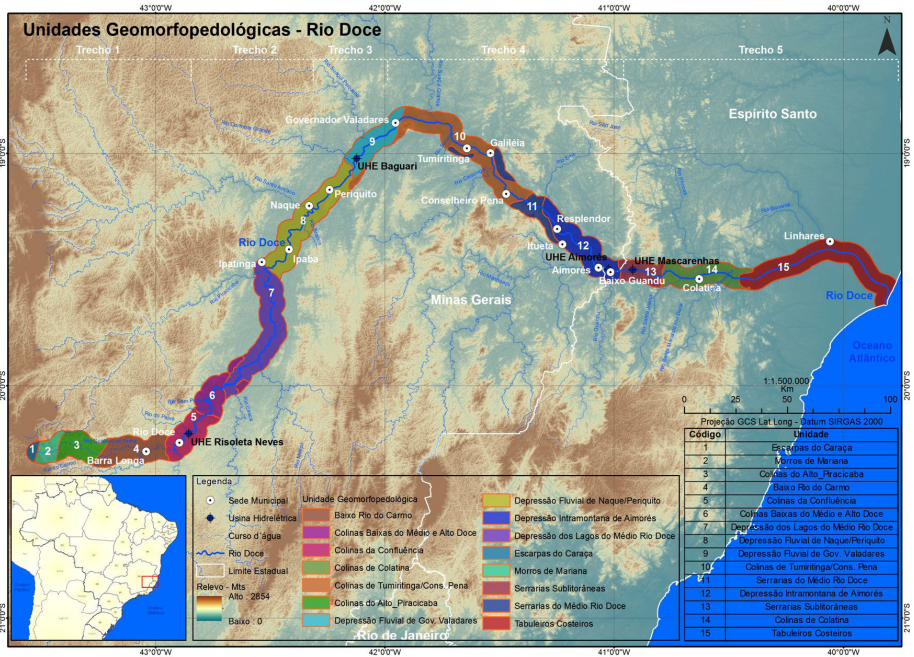


Figura 4: Caminho percorrido pela corrente fluvial com alta turbidez

Ao longo de seu percurso de 746 km, ilustrado na Figura 4, o fenômeno geomorfológico gerado pela ruptura da barragem do Fundão encontrou condições de morfologia fluvial bem diferenciadas, que devem ser consideradas em qualquer plano de recuperação do leito fluvial, para evitar gastos supérfluos e/ou ações ineficazes.

Neste sentido, ficou clara a necessidade de identificarmos, ao longo deste percurso, unidades espaciais que, em escalas diferentes, possam conter informações importantes, não só para uma compreensão adequada do fenômeno em análise, bem como para subsidiar eventuais planos de recuperação da bacia, sendo elas:

- 1 - por um lado, as **unidades geomorfopedológicas** encontradas ao longo do percurso efetuado pela lama, em uma faixa do vale que incorpora o canal fluvial e seu contexto geoambiental próximo (Tabela 2 e Figura 4);

2 - por outro lado, os **trechos do canal fluvial** que, ao longo do percurso efetuado pela lama, apresentam características morfodinâmicas diferenciadas (Figura 4).

3.2.1 Unidades geomorfopedológicas

As unidades geomorfopedológicas são diferenciadas por associações, do ponto de vista da predominância, entre formas de relevo (incluindo as do fundo dos vales), tipo de substrato geológico e tipos de solos. Essas associações são variáveis e servem de contexto à compreensão das condições geoambientais de trechos deste percurso numa faixa com largura de 10km (5km a cada margem do rio) e, portanto, podem ser úteis para a definição dos métodos, ações e processos de recuperação e reabilitação. É claro que qualquer projeto neste sentido deveria incorporar uma abordagem em que as intervenções extrapolam os estreitos limites do canal fluvial, estendendo-se a faixas marginais variáveis em função do contexto geoambiental local. A Tabela 2 expõe as características morfológicas, litológicas e pedológicas de cada uma das unidades mapeadas ao longo do percurso da lama na Figura 4.

Tabela 2: Características Geoambientais das Unidades Geomorfopedológicas encontradas ao longo do percurso da lama

Unidade Morfológica	Geformas predominantes	Litologias predominantes	Solos predominantes
Escarpas do Caraca	Escarpas rochosas elevadas e subverticais	Quartzitos, itabiritos e dolomitos	Afloramentos de Rocha e Cambissolos Háplicos Perférricos
Morros de Mariana	Colinas e morros com altura inferior a 200 metros e vales encaixados	Quartzitos, xistos e filitos	Predominância de Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos e, secundariamente, Cambissolos Háplicos Tb Distróficos
Colinas do Alto Piracicaba	Colinas convexas com altura inferior a 200 metros, cristas esparsas e vales encaixados	Predominância de rochas ígneometamórficas, além de faixas de quartzitos	Predominância de Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos, localmente Cambissolos Háplicos
Baixo rio do Carmo	Morros convexos com altura superior a 200 metros e vales muito encaixados	Predominância de rochas ígneas além de metamórficas diversificadas	Predominância de Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos, ambos Distróficos
Colinas da Confluência	Colinas e morros com topos aplainados e denso controle estrutural, vales encaixados e altura superior a 200 metros	Predominância absoluta de rochas granito-gnáissicas	Predominância absoluta de Argissolos Vermelhos e Vermelho-Amarelo, ambos Eutróficos
Colinas baixas do Médio-Alto Doce	Colinas baixas com altura inferior a 200 metros, esparsas e com vales abertos e/ou de fundo plano	Predominância absoluta de rochas granito-gnáissicas	Predominância absoluta de Argissolos Vermelhos e Vermelho-Amarelo, ambos Eutróficos

Unidade Morfopedológica	Geomorfias predominantes	Litologias predominantes	Solos predominantes
Depressão dos Lagos do Médio rio Doce	Colinas baixas cercando lagos e planícies aluviais	Rochas ígneo-metamórficas localmente sobpostas a sedimentos flúviolacustres	Predominância de Latossolos Amarelos Distróficos, secundariamente Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos e Cambissolos Háplicos Tb Distróficos
Depressão Fluvial de Naque/Periquito	Colinas baixas e terraços aluviais	Predominância de rochas metamórficas, com ígneometamórficas subordinadas, além de recobrimentos por aluviões	Predominância de Latossolos Amarelos Distróficos, secundariamente Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos e Cambissolos Háplicos Tb Distróficos
Depressão Fluvial de Governador Valadares	Larga Planície e terraços Aluviais cercados de colinas baixas e suaves	Rochas ígneas granitóides com cobertura de camadas aluviais em grande parte do eixo central	Predominância de Argissolos Vermelhos Eutróficos e Argissolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos Distróficos
Colinas de Tumiritinga/Conselheiro Pena	Morros e colinas	Rochastonalíticas predominantemente	Predominância de Argissolos Vermelhos Eutróficos, localmente Cambissolos e Afloramentos de Rocha
Serranias do Médio/Baixo Rio Doce	Morros elevados e maciços	Predominância de granitos e, subordinadamente, rochas metamórficas	Predominância de Argissolos Vermelhos Eutróficos, localmente Cambissolos e Afloramentos de Rocha sobre os cumes das morrarias meridionais

Unidade Morfopedológica	Geoformas predominantes	Litologias predominantes	Solos predominantes
Depressão Intramontana de Aimorés	Colinas	Granitóides e metamorfitos com corpos intrusivos	Predominância de Argissolos Vermelho Eutróficos, secundariamente Latossolos VermelhosEutróficos
Serranias sublitorâneas (de Itapina/Mascarenhas)	Morros elevados e maciços	Complexos granitóides e corpos intrusivos	Predominância de Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos, secundariamente Argissolos Vermelhos Eutróficos, localmente Afloramentos de Rocha e Cambissolos
Colinas de Colatina	Morros elevados e maciços rochosos	Rochas de complexos Granitóides	Predominância de Latossolos Vermelhos e Vermelho-AmarelosDistróficos, secundariamente Cambissolos Háplicos TaDistróficos
Tabuleiros Costeiros (Litorâneos)	Platôs baixos com dissecação fluvial	Arenitos argilosos terciários	Predominância de Argissolos Vermelhos Distróficos e Latossolos Amarelos Distróficos, Quartzarênicos e Cambissolos
Planícies Fluvio-marinhas	Emaranhado de dunas, cordões litorâneos e planícies	Sedimentos fluviais e flúvio-marinhos quaternários	Gleissolos e Neossolos

3.2.2 Características morfodinâmicas do canal principal

As variações observadas nas características morfodinâmicas atuais dos trechos de rio percorridos pela lama mostram o modo de funcionamento e evolução de cada um deles. Este entendimento ajudaria a entender o comportamento da lama (turbidez diversamente acentuada) em cada um dos 5 trechos seguintes e prognosticar seu tempo e modo de residência no local (Figuras 4 e 5).

Trecho 1: entre as cabeceiras do rio Gualaxo do Norte e a UHE Candonga (Risoleta Neves): este trecho apresenta um comprimento de, aproximadamente, 191 km, uma declividade média de 0,30% e uma largura máxima do canal fluvial principal próxima a 50 metros, sendo este representado por toda a extensão do rio Gualaxo do Norte/Carmo e pela porção de canal do rio Doce, situado a jusante da confluência do rio do Carmo com o rio Piranga. Ao se reportar às unidades geomorfopedológicas atravessadas, percebe-se que, em porção predominante trata-se de relevos de morrarias e colinas organizadas em densos agrupamentos em torno de vales estreitos e vertentes declivosas. De fato, ao longo deste trecho, o vale fluvial principal é estreito e bastante encaixado, algumas vezes quase sob forma de cânion. Sua declividade média de 0,30% bastante elevada, indica condições de corrente com elevada energia, ainda confirmada pela frequência de trechos encachoeirados e de corredeiras. O fato da corrente fluvial escoar diretamente sobre o substrato geológico explica a raridade das planícies (várzeas) e/ou terraços aluviais que, quando existem, consistem em faixas estreitas coladas às vertentes ou em alvéolos de reduzidas dimensões. Isto é característico de trecho de vales fluviais cuja dinâmica predominante se expressa por erosão por dissecação e solapamento de margens, enquanto a atividade sedimentar é confinada a raros episódios em contextos específicos de alguns alvéolos. No entanto, não se pode deixar de realçar que, durante o evento em análise, uma enorme quantidade de sedimentos, oriundos da Barragem do Fundão, tem sido acumulada sobre as margens deste trecho de rio pela corrida de lama. Esses sedimentos

devem ficar durante algum tempo à disposição das enxurradas de verão cuja tendência seria a de leva-los de volta à calha do rio. Deve-se ressaltar que essas condições da morfodinâmica fluvial mudam substancialmente logo a jusante da confluência dos rios Carmo e Piranga, quando se inicia o rio Doce cujo fundo de vale fica mais alargado. No entanto, considerando a escala do trabalho e o curto trajeto a ser percorrido até a barragem de Candonga (Risoleta Neves), não se justificaria a sua identificação enquanto trecho de morfodinâmica fluvial específica.

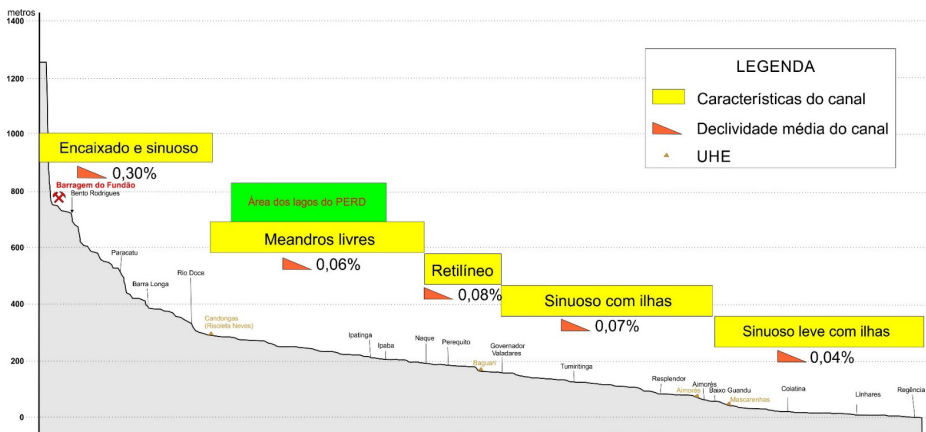


Figura 5: Perfil longitudinal do caminho da lama, com características do canal

Trecho 2: entre a UHE Candonga (Risoleta Neves) e a confluência do rio Santo Antônio com o rio Doce (município de Naque): este trecho apresenta um comprimento de, aproximadamente, 147 km, uma declividade média de 0,06 % e uma largura do canal principal que varia de 70 a 300 metros, entre suas extremidades de montante para jusante. De início, nota-se uma drástica diminuição da declividade média do canal fluvial que indica uma correspondente diminuição das condições energéticas do fluxo fluvial. Este fato é corroborado pela morfodinâmica do canal que assume o caráter de meandros livres em duas partes do trajeto, incluindo acentuação das curvas e *cut-off's*, em meio a um fundo de vale plano que exhibe largas planícies marginais correspondendo a planícies de inundação e terraços baixos (mais de

2 km, localmente). Em toda a porção central do trecho, entre São José do Goiabal e Ipaba, o rio Doce flui dentro da área ocupada pela região dos lagos do Médio rio Doce, região já caracterizada como depressão neotectônica por várias abordagens (Saadi 1991, Suguio e Kohler 1992, Souza e Saadi 1994, Souza 1995, Vasconcelos 2002, Vasconcelos e Saadi 2003). No caso específico da região de Ipatinga, Vasconcelos (2002) e Vasconcelos e Saadi (2003) têm demonstrado a existência de uma fossa neotectônica (profundidade mínima de 80 metros) na área da confluência entre os rios Doce e Piracicaba, que traz sérios elementos de explicação para a gênese da região dos lagos do PERD (Parque Florestal Estadual do Rio Doce) e para a localização da USIMINAS em Ipatinga, tão longe do cruzamento de importantes rodovias em Governador Valadares onde não se beneficiaria da disponibilidade permanente de água subterrânea encontrada em Ipatinga. A notar que o relatório do Comitê da Bacia do Rio Doce (Consortio Ecoplan-Lume, 2010a), apesar do grande número de publicações tratando do assunto, continua atribuindo a alta disponibilidade de água subterrânea, nesta área, à suposta forte espessura dos mantos de intemperismo em rochas ígneometamórficas. Uma análise mais profunda deve ser realizada sobre este trecho. De fato, as áreas onde se desenvolvem os melhores meandros livres são situadas às margens das extremidades sul e norte do agrupamento de lagos, cuja área é interpretada como depressão neotectônica. Esta configuração pode parecer, à primeira vista, como uma situação anômala. No entanto, talvez seja esta mesma que serve de argumento para a idade recente do abatimento tectônico do bloco contendo o agrupamento de lagos nos fundos dos quais se conseguiu datações de, aproximadamente, 6.000 anos AP (Mello 1997).

Este trecho irá comportar-se como trecho de retenção sedimentar, conforme o denunciam as muito frequentes barras de areia estacionadas nas bordas do canal fluvial, bem como as ilhas em grande parte de origem sedimentar já consolidadas. Deve-se considerar, também, os barramentos naturais gerados por cachoeiras e corredeiras que devem assinalar a existência de falhas que segmentam a grande depressão neotectônica: Cachoeira dos Óculos no limite meridional

do PERD, dois conjuntos de corredeiras da Ponte Queimada (PERD, município de Marliéria), Corredeiras de Sant'Ana (PERD, em revés de Belém, distrito de Bom Jesus do Galho), Cachoeira Escura entre a usina da CENIBRA e a vila de Perpétuo Socorro.

Trecho 3: **entre a confluência do rio Santo Antônio e a periferia meridional da cidade de Governador Valadares**: este trecho apresenta um comprimento de, aproximadamente, 60 km alternando entre os traçados retilíneo e ligeiramente sinuoso, uma declividade média de 0,08%, com uma largura do canal principal que varia entre 300 e 1500 metros. Este trecho apresenta um caráter bem diferenciado do anterior, pois as larguras extremas do canal são ligadas à presença de extensas ilhas sustentadas por afloramentos do embasamento rochoso coberto por sedimentos aluviais, além dos próprios afloramentos do embasamento rochoso, frequentes em toda a extensão do trecho. Isto indica uma diminuição drástica da profundidade média e assinala um comportamento misto da corrente fluvial: ao mesmo tempo em que ela contribui à retenção de sedimentos, cuja carga acaba de ser aumentada pelos aportes do rio Santo Antônio (afluindo em Naque), nos períodos de estiagem, ela deve adquirir uma forte capacidade de transporte durante os episódios de cheias. Esses episódios são bem conhecidos como geradores de enchentes que costumam assolar cidades como Governador Valadares.

Trecho 4: **entre a periferia meridional da cidade de Governador Valadares e a cidade de Baixo Guandu**: este trecho apresenta um comprimento de, aproximadamente, 147 km decanal com largas sinuosidades e margens com desenho bastante irregular, uma declividade média de 0,07% e uma largura do canal que alcança valores maiores que 1.000 metros - quase equivalentes à largura máxima do lago represado pela barragem da UHE Aimorés - mas pode estreitar, localmente, até 150 metros. As margens apresentam forte variação morfológica, alternando trechos rochosos com alvéolos onde baixos terraços fluviais alcançam larguras de até 500 metros. Dentro do canal, a alta frequência de extensos afloramentos rochosos, além de numerosas ilhas rochosas, às vezes cobertos por delgada cobertura

sedimentar, denota a influência de um forte controle litológico e tectônico no contexto de um canal com profundidade muito variável, mas frequentemente rasa. Observa-se que as grandes larguras do canal não são relacionadas com lâminas de águas contínuas, mas com as numerosas e extensas ilhas rochosas, o que confere as características de leito com canais anastomosados. O confinamento do fluxo fluvial nesses estreitos canais de base rochosa induz uma dinâmica que favorece o transporte de sedimentos em detrimento de sua deposição. Os bancos de areia presentes neste trecho ocorrem, predominantemente, a montante das pontas de ilhas. Em períodos de cheias, o escoamento bastante turbulento, contribui eficientemente a uma transferência episódica, rumo à jusante, dos sedimentos que chegam ao trecho, alimentando o modelado do trecho do rio Doce que antecede sua conexão com o oceano.

Trecho 5: entre a cidade de Baixo Guandu e a desembocadura do rio Doce: este trecho apresenta um comprimento de, aproximadamente, 153 Km de canal com aspecto praticamente retilíneo exceto algumas largas sinuosidades de escala regional, margens com desenho bem delineado, uma declividade média de 0,04% e uma largura do canal que varia entre uma centena de metros logo a jusante da barragem de Mascarenhas a 1800 metros na porção mais próxima ao litoral capixaba. Nesta, o canal adquire numerosas anastomoses devido a uma grande quantidade de ilhas consolidadas sobre substrato sedimentar. Ao longo do trecho, ocorrem, também, agrupamentos de bancos de areia que indicam uma velocidade baixa, ou até extrema dificuldade, no trânsito dos sedimentos em direção ao oceano.

Fato relativamente inusitado, apesar da declividade baixa do canal e da dinâmica predominante de retenção sedimentar, as planícies marginais são raras e estreitas e o vale adquire uma feição de relativo encaixamento. Mas, quando o rio Doce alcança as proximidades da cidade de Linhares, o conjunto das lagoas marginais que ali se associam aos tabuleiros litorâneos sobre sedimentos neogênicos do Grupo Barreiras ocupam uma repentina abertura do vale com largas margens sub-horizontais suspensas a poucos metros acima do nível do rio. Logo a jusante da cidade de Linhares, um grande leque de planícies se espalha em direção ao oceano, numa distância de 35 km,

na direção NW-SE. Nas planícies, com seu substrato constituído por sedimentos fluviais e marinhos quaternários, onde alternam depressões, paleocanais e sequências de cordões, o rio Doce encurva para o sul na busca de uma saída para o oceano, pois encontra um barramento constituído por uma barra litorânea que se estende entre as vilas de Povoação e Regência. Neste ambiente deltaico (Soares Landim 1977, Dominguez *et al.* 1981), a forte carga sedimentar do rio e a fraquíssima declividade de seu canal não lhe permitem abrir uma passagem direta.

3.3 O contexto morfotectônico

No mesmo dia da ruptura da barragem do Fundão, que aconteceu às 15:30 horas na área da empresa SAMARCO, foram registrados 6 abalos sísmicos sucessivos, escalonados entre as 13:00 e 16:00 horas, com epicentros situados praticamente no local do sistema de barragens de contenção de rejeitos, e magnitudes variando entre 2.0 a 2.6 (USP 2015). Segundo o Laboratório de Sismologia da USP, “*as profundidades dos eventos foram fixadas em 0km pois não há resolução para determinação precisa*”. A Tabela 3 mostra as informações básicas divulgadas sobre os referidos registros.

Tabela 3: Tremores registrados pela Rede Sismográfica Brasileira na Região da Mineração Samarco-MG (USP 2015).

Evento	Hora Local	Coordenadas		Incerteza no epicentro (km)	Magnitude mR
		Latitude (°)	Longitude (°)		
1	13:01:50	--20.0	--43.3	20	2.3
2	13:06:07	--20.2	--43.6	20	2.5
3	14:12:15	--20.08	--43.50	20	2.4
4	14:13:51	--20.20	--43.48	10	2.6
5	15:56:42	--20.2?	--43.5?	-	2.0?
6	15:59:28	--20.00	--43.60	20	2.2

O relatório da equipe de sismologia da USP afirma que **“a região leste de Minas Gerais tem histórico de sismos, e é uma das “zonas sísmicas” usadas na preparação do Mapa de Ameaça Sísmica do Brasil”**. Referindo-se à área em estudo, confirma **“que pequenos tremores de terra nessa parte de Minas Gerais são relativamente comuns e não se trata de um fenômeno anormal”**.

Como parecer opina que **“Ainda não é possível relacionar a ocorrência dos tremores como causa do rompimento das barragens. A probabilidade da coincidência de local e data com o desastre é muito pequena, mesmo considerando que pequenos tremores de terra sejam “relativamente” frequentes no Brasil.**

Por outro lado, tremores de terra de pequena magnitude (< 3) só em casos muito especiais poderiam causar danos diretos a qualquer construção civil ou barragem. Essas condições especiais poderiam ser, talvez:

a) hipocentro bem raso e bem próximo às barragens (difícil de mostrar com a RSBR atual).

b) barragem já instabilizada por outros fatores anteriores (por exemplo, excesso de carga ou de chuva),

c) os tremores mais fortes ocorridos às 14hs talvez pudessem ter provocado pequenas fissuras na barragem permitindo leve escoamento de água; os tremores das 16hs podem ter disparado o desastre, numa situação já crítica, acelerando o processo de erosão pelo escoamento inicial da água,

d) as vibrações dos tremores poderiam ter causado liquefação do material da barragem. Há alguns poucos casos na literatura sobre rompimento de barragens de rejeito por liquefação, mas sempre associados a sismos com magnitude superior a -5 (e.g., Nishihara, 1984)”.
E finaliza orientando para que **“Cada uma dessas possibilidades precisa ainda ser investigada mais a fundo com estudos técnicos apropriados, antes de se chegar a qualquer conclusão útil”**.

Membros da comunidade técnico-científica, céticos quanto à realidade da mobilidade crustal do “Chão” Brasileiro (por motivos extremamente variados), irão alegar que esse conjunto de “incertezas” declaradas anulam o valor dessas informações enquanto elementos de análise do acontecimento. De fato, a ocorrência desses abalos sísmicos foi rapidamente afastada de todas as discussões técnicas e jurídicas que vieram a conhecimento público.

No entanto, alguns elementos do *background* do conhecimento geológico-geomorfológico da região não permitem que este assunto seja sumariamente escamoteado da discussão, sem, no entanto, que ele venha servir de argumento para dificultar a determinação das responsabilidades técnicas e políticas quanto ao desastre socioambiental.

Para isso, precisa-se avançar as seguintes observações:

a – a Tabela 4 mostra um aspecto ainda limitado da sismicidade histórica da bacia do rio Doce levantado em 2001 (Saadi 2001), deixando claro que a sismicidade da área da SAMARCO é recorrente, pois os sismos de 1898, 1908 e 1989 têm exatamente ela por área epicentral. Essas informações deveriam, também, tranquilizar a equipe de sismologia da USP quanto à precisão na determinação da área epicentral.

Tabela 4: Dados macro sísmicos dos sismos ocorridos na bacia hidrográfica do rio Doce (Saadi 2001)

DATA	COORDENADAS		ERRO km	LOCALIDADE	INT. MM	CAT.	MAGNITUDE	
	Latitude	Longitude					Mb	Tipo
25/07/1855	19,95	43,46	-	Barão de Cocais	V	C	3,5	1
11/11/1872	18,60	43,39	-	Serro		C		1
xx/04/1898	20,37	43,41	-	Mariana		C		1
xx/04/1908	20,37	43,41	-	Mariana		C		1
10/04/1948	19,95	43,25	-	Pantame		C		1
xx/xx/1968	18,44	42,59	-	São Pedro do Suaçui		C		1
16/07/1969	18,18	42,41	-	Santa Maria do Suaçui	VII?	C		1
06/02/1970	18,44	42,59	-	São Pedro do Suaçui	VII?	C		1
06/02/1970	18,44	42,59	-	São Pedro do Suaçui		C		1
31/07/1986	19,86	42,48	50	Caratinga		I	3,3	1
08/05/1989	20,30	43,44	15	Mariana		I	3,4	1
11/11/1990	17,82	41,46	30	Teófilo Otoni		I	2,4	1

Fontes dos dados: Berrocalet *al.* 1984, Boletim Sismológico Brasileiro 1983-1997, Assumpção, M. “Lista de sismos brasileiros” (www.iag.usp)

b - O comportamento sismotectônico regional, provavelmente associado à mobilidade da Falha D'Água Quente, que bordejia o pé da Serra do Caraça, já foi caracterizado como particularmente ativo, desde o início do Cenozoico, por trabalhos diversos. Gorceix (1884) descreveu a existência da Bacia de Fonseca como bacia sedimentar neogênica deformada tectonicamente. Saadi (1991) demonstrou a mobilidade tectônica da borda oriental do Craton do São Francisco, entre outras feições morfoneotectônicas do estado de Minas Gerais. Miotto (1993) identificou as zonas sismogênicas do Brasil dando destaque para a “Zona Sismogênica Jequitinhonha” que incorpora grande parte da bacia do rio Doce. Saadi (1996) propôs um modelo de funcionamento neotectônico da borda leste do Craton do São Francisco baseado na mobilidade das estruturas herdadas da tectônica brasileira. Mello (1997) desenvolveu trabalhos sobre os lagos do PERD, confirmando a influência neotectônica na gênese dos mesmos.

Portanto, acreditamos que tanto quanto dizer que seria prematuro associar a ruptura da barragem à ocorrência dos tremores, ficaria, também, temerário afirmar que os mesmos não contribuíram em nada ao desencadeamento de um processo em que várias outras condições de contorno já estavam reunidas, no sentido do que foi aventado no relatório da USP. Deve ficar, no entanto, bem claro que esta colocação em nada possa servir a uma eventual atenuação das responsabilidades de nenhum dos atores desta tragédia pelo estado de instabilidade em que podia se encontrar a barragem do Fundão, conforme foi declarado pelos órgãos ambientais estaduais e pelo Ministério Público.

Contudo para melhor entender o tamanho real da referida tragédia, bem como pautar as avaliações futuras de estruturas de igual natureza na região é preciso ingurgitar algumas informações colhidas pelos órgãos técnicos que acompanharam o “rastro da lama”, informações que permitem, consequentemente, pensar com maior propriedade as eventuais ações de revitalização ambiental.

4 – No rastro da lama

Os técnicos da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), órgão federal encarregado de desenvolver o conhecimento sobre os recursos minerais do País, o que inclui as águas superficiais e subterrâneas, acompanharam - graças às observações e medições realizadas em suas estações espalhadas ao longo do rio Doce – os fenômenos hidrossedimentares reais gerados em consequência do inoportuno derramamento da lama da Barragem do Fundão.

O presente relato consiste, portanto, numa síntese das informações veiculadas no relatório de CPRM/ANA (2015 a) que permite realçar a ocorrência de 2 fenômenos consecutivos e interligados. Ao atingir o canal fluvial principal, a frente da massa lamosa oriunda da Barragem do Fundão deu impulso a uma onda de cheia cuja propagação adquiriu velocidade maior que a do próprio elemento gerador. Em consequência disso, todas as estações de observação e/ou medição registraram, primeiro, a passagem de uma onda de cheia composta pelas águas habituais que transitam na bacia. Em seguida e com intervalos de tempo crescentes de montante para jusante, foi registrada a passagem da corrente altamente turva e colorida de vermelho transportando partes dos rejeitos oriundos da Barragem do Fundão. A tabela 5 agrupa o conjunto das informações pertinentes a este assunto e relativas aos momentos de pico na ocorrência, aqueles que permitem medir a importância do fenômeno.

Tabela 5: Informações sobre a propagação da água e dos sedimentos relacionados com o rompimento da barragem do Fundão

EVENTO	UHE Candonga	Cachoeira de Oculos	Belo Oriente	UHE Baguari	Governador Valadares	Tumiritinga	Resplendor	Baixo Guandu	Colatina	Linhares	Povoação
*Chegada da Onda de Cheia	Manhã 06/11	Manhã 07/11	Madrugada 07/11 às 16:00 - 08/11 às 16:00	Tarde 08/11	Tarde 08/11 às 2:00 - 09/11 às 9:00	Noite 08/11 às 20:00 - 09/11 às 20:00			Manhã 10/11	Tarde 10/11	11/11
*Chegada da Água Turva			Madrugada 08/11	Manhã 09/11	Noite 09/11	Noite 10/11	Tardinha 12/11	Tarde 16/11	Manhã 19/11	Dias 20-21/11	15:00 h 21/11
*Vazão da Onda de Cheia		810m³/s	810m³/s	760m³/s	585m³/s				401 m³/s	295 m³/s	
*Vazão de alerta					1.654 -1.877m³/s	3.320 -3.881 m³/s	4.940 -5.702 m³/s		4.131 -4.796 m³/s	330 - 345 m³/s	
SEDIMENTO											
*DSS do evento		16,6Mt	10,2 Mt		1,5Mt	0,72 Mt			0,15Mt		
*DSS em situação normal		46.700 t			6.900 t	4.800 t			2.200 t		
*Concentração de PS durante o evento		400.000 mg/L	300.000 mg/L		50.000mg/L	30.000 mg/L	8.000mg/L	3.500mg/L	2.000mg/L	1.500mg/L	
*Concentração de PS em tempo normal (RHN)		12 -1.290mg/L			4 -240 mg/L	5 -135 mg/L	13 -188mg/L		1 -802 mg/L		
*Diâmetro Mediano (50%) de PS durante o evento		18µm	18µm		7 a 9 µm	7 a 9 µm	7 a 9 µm	3 a 6 µm.			

(* Informações sintetizadas a partir do Relatório da CPRM-ANA, 2015-a)

Os fatos importantes evidenciados pelos dados contidos nesta tabela são:

a – o fluxo hídrico carregando a alta turbidez originada pela ruptura da barragem do Fundão alcança o oceano somente no dia 21 de novembro, pois sofrerá vários atrasos ocasionados por retenções temporárias nas represas das 4 UHE's atravessadas, conforme ilustrado pela tabela 6;

Tabela 6: Cronograma da propagação dos efeitos hidrossedimentares ao longo da bacia do rio Doce

Estações	NOVEMBRO DE 2016																				
	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21				
BENTO RODRIGUES	█																				
UHE Candonga		█																			
Cachoeira de Oculos			█																		
Belo Oriente				█	█																
UHE Baguari				█	█	█															
Governador Valadares				█	█	█															
Tumiritinga				█	█		█														
Resplendor									█												
Baixo Guandu																					
Colatina																					
Linhares																					
Povoação																					

b – No entanto, a onda de cheia impulsionada pela corrida de lama inicial alcança o oceano 10 dias antes, no dia 11 de novembro, no entanto sem que suas vazões venham a igualar as vazões de alerta estabelecidas para as cidades situadas entre Governador Valadares e o oceano, tratando-se, portanto, de uma onda de cheia bem modesta, ao contrário do trecho Bento Rodrigues-UHE Candonga onde a corrente de lama extravasou do leito fluvial e destruiu grande parte do que existia nas margens;

c – No que diz respeito ao material terroso deslocado, estimou-se a saída da barragem em 34 milhões de m³, sendo este volume repartido entre uma primeira parte que estacionou no processo de soterramento da vila de Bento Rodrigues, uma segunda que ficou retida na represa da UHE Candonga assoreando-a acima da cota de tomada d'água e uma terceira que transitou até o oceano sob forma de materiais em suspensão na corrente fluvial. Esta terceira parte, que as análises permitiram acompanhar, apresentou uma Descarga

Sólida em Suspensão (DSS) de 16,6 milhões de toneladas (Mt) na estação Cachoeira de Óculos (o que representou um valor 355 vezes maior que a DSS encontrada em situação normal), que foi reduzida a 0,15 Mt na estação de Colatina (68 vezes a da situação normal). Mesmo considerando a diminuição da proporção entre as DSS do evento e aquelas observadas em situação normal, de montante para jusante, os números evidenciam a importância do deslocamento de terra consecutivo à ruptura da barragem. Por outro lado, esses mesmos números confirmam o comportamento episódico do transporte de sedimentos em corrente fluvial sob forma de substituição de carga, em que ocorrem eventos de deposição de parte da carga transportada em função de sua granulometria e das características da calha fluvial (declividade, forma, profundidade, etc..) e da vazão líquida. Neste sentido, observa-se que houve uma grande retenção de sedimentos ferruginosos ao longo do canal fluvial, que é muito evidente já no trecho Cachoeira de Óculos-Belo Oriente, onde devem ter estacionado algo como 6 Mt e, em seguida, no trecho Belo Oriente-UHE Baguari onde estacionaram, aproximadamente, mais 9 Mt, pois a estação Governador Valadares registrou a passagem de apenas 1,5 Mt. Quando analisados pelo ângulo da concentração de Partículas Sólidas (PS) na corrente fluvial, os dados da Tabela 5 exibem discrepâncias ainda maiores entre as intensidades dos processos hidrogeomorfológicos ocorridos durante o evento em apreço e aqueles observados em situação habitual. A concentração de PS observada na estação Cachoeira de Óculos, estação característica do alto curso do rio Doce, no dia 07/11/2016, atingiu 400.000 mg/L, ou seja, até 33.333 vezes maior que a que ocorre em situação normal (12 a 1.290 mg/L). Na estação Colatina, característica do baixo curso do rio Doce, a concentração de PS observada em 19/11/2016 atingiu 2.000 mg/L, ou seja, até 2.000 vezes maior que a que ocorre em situação normal (1 a 802 mg/L). Igualmente ao comportamento dos valores de DSS, os da concentração de PS mostram uma diminuição de montante para jusante (400.000 a 1.500 mg/L) fortemente influenciados por fortes retenções nas represas das UHE's atravessadas ao longo do percurso da corrente fluvial.

Importante, no entanto, estar ciente de que este quadro é destinado a mudar no sentido de uma diminuição dos valores de concentração de PS, uma vez esgotados os efeitos da corrida de lama liberada pela ruptura da barragem, devido à maior diluição dos sedimentos numa corrente fluvial cuja vazão virá ainda a ser aumentada pela chegada das chuvas. Porém, tanto a sequência de episódios pluviais quanto novas corridas de lama decorrentes da instabilidade dos taludes remanescentes no interior da barragem do Fundão devem redundar em variações periódicas das taxas de turbidez na corrente fluvial. A tabela 7 exhibe dados de medições da CPRM que confirmam a forte variabilidade desses valores.

Para os valores apurados no dia 12/11/2016, mesmo em estações situadas no trecho de montante do canal fluvial - Gesteira, Barra Longa e Rio Doce - os valores de Partículas Sólidas em Suspensão-PSS (respectivamente 11.015,96 mg/L, 1.567,76 mg/L e 1.470,64 mg/L) ficaram muito abaixo dos registrados durante a passagem do fluxo gerado pelo evento nas estações mais próximas - a exemplo dos 400.000 mg/L registrados em Cachoeira de Óculos - além de experimentar diminuição fortemente acentuada uma vez vencida a barragem da UHE Baguari que, de novo, está confirmando sua influência na retenção da carga sólida, ao contrário do trecho fluvial situado logo a jusante que parece atuar mais no sentido de facilitar o trânsito desses sedimentos finos.

Os dados colhidos no dia 09 de dezembro ilustram os efeitos a esperar dos períodos chuvosos posteriores. Na semana anterior ao dia 09/12/2016, as estações pluviométricas de Belo Horizonte, Governador Valadares e Timóteo registraram alturas respectivas de chuva de 109 mm, 74 mm e 178 mm, cujo efeito sobre o escoamento fluvial explica a remobilização dos sedimentos apontada pelos altos valores de PSS registrados tanto na estação Gesteira (envolvendo, provavelmente, novo pulso de derramamento de lama residual da barragem rompida e/ou de porções destas que ficaram retidas ao longo das planícies e encostas a montante da UHE Candonga), quanto nos médio e baixo curso onde, contrariamente ao comportamento

normal, as estações Governador Valadares e Colatina apresentam aumento de PSS (remobilização de pacote sedimentares abandonados no canal pela onda lamosa ligada ao rompimento da barragem).

Tabela 7: Evolução da concentração das PSS na bacia, 1 mês após o evento,

Evolução das PSS um mês após o evento (em mg/L)		
	12 de novembro	09 de dezembro
Gesteira	11.015,96	14.470,58
Barra Longa	1.567,76	3.218,77
Rio Doce	1.470,64	1.061,36
Ponte Rodol. Ipatinga-Caratinga	668,03	1.689,85
Gov. Valadares	578,55	2.636,06
Colatina	342,69	2.067,23
Linhares	380,15	1.720,38

Também em conformidade com o esperado, o acompanhamento do comportamento da carga sedimentar, pela CPRM (2015 a), identificou claramente a diminuição do diâmetro das partículas em direção à jusante. Na Tabela 5, pode-se observar que a mediana em Cachoeira de Óculos (logo após a retenção dos materiais mais grossos na represa da UHE Candonga) se situava em 18 μm , já no dia 07/11/2016. Mais a jusante, no trecho encerrado pelas UHE's Baguari e Aimorés, entre os dias 09 e 12/11/2016, este diâmetro se reduzia a valores entre 7 e 9 μm e chegava ao intervalo 3 a 6 μm no trecho limitado pelas UHE's Aimorés e Mascarenhas. Paralelamente, a análise das curvas granulométricas da sequência de dias do evento em apreço, mostrou que as areias foram quase totalmente retidas a partir da represa da UHE Baguari, legando, para os trechos de jusante, uma composição granulométrica do material em suspensão cada vez mais concentrada na faixa de siltes finos a muito finos (Classificação Granulométrica da American Geophysical Union) e mostrando um crescimento notável da proporção em argilas.

Com este conjunto de informações, além dos resultados de medições e levantamentos não divulgados mas que com certeza devem existir e aumentar em volume e qualidade, considerando a relevância social, política e jurídica da questão em análise e, conseqüentemente, da árdua tarefa de operar a revitalização da bacia, pode-se entrever direções de trabalho que permitam uma contribuição bastante relevante no processo de identificação das ações técnicas a serem incorporadas a qualquer plano de recuperação e reabilitação ambiental regional, principalmente no que diz respeito à revitalização da calha fluvial e sua biota.

5 – CONSIDERAÇÕES DO MOMENTO

O rompimento da barragem de contenção de rejeitos da SAMARCO constitui um acidente geotécnico cujas conseqüências hidrogeomorfológicas irão constituir-se em um dos melhores exemplos práticos para a geomorfologia aplicada, bem como para uma nova percepção da viabilização ambiental dos projetos de mineração. Do ponto de vista social e ambiental, ele reflete, claramente, o despreparo de todos os níveis de gestão territorial e sua fraca conexão com as esferas científicas e acadêmicas. Isto se refletiu na adoção de soluções emergenciais que lhes foram indicadas sem que apresentem a devida adequação à mitigação dos processos focados. É de se notar que raramente a Torre de Babel acadêmica foi tão prolixa e, ao mesmo tempo, desconexa.

Quanto às causas do acidente, elas associam, provavelmente, vários fatores. Discute-se o acidente à luz de erros técnicos e de gestão, em meio aos quais não podemos descartar a contribuição dos abalos sísmicos ocorridos naquele dia. Não é de hoje que abalos sísmicos ocorridos no Quadrilátero Ferrífero têm motivado discussões a respeito da necessidade de um projeto de monitoramento efetivo, não somente sísmico como também geodésicos, conforme propomos após o sismo com Magnitude 3,3 que sacudiu a região de Belo Horizonte e Nova Lima em 08/07/2005. É o caso de se pensar, por outro lado, se o maior erro não tem sido o próprio fato de permitir a localização

deste conjunto de barragens (onde o risco de liquefação já lhe é inerente) em uma área de comprovada mobilidade neotectônica e atividade sísmica desde o Século 19, ainda com magnitudes estimada mais elevadas que as da atualidade.

Quanto à propagação dos efeitos hidro-geomorfológicos ao longo da bacia do rio Doce, eles permitem identificar trechos onde os processos envolvidos variaram e continuarão variando em intensidade e modalidade, em função tanto da compartimentação geomorfológica regional, como da segmentação do canal fluvial afetado em trechos propensos à retenção dos sedimentos e outros mais adaptados ao trânsito dos mesmos. O Trecho 1 de canal fluvial analisado, situado entre a Barragem do Fundão e a UHE de Candonga deve concentrar atenções especiais, pois ele se comporta, também, como um reservatório de sedimentos desprotegidos frente às enxurradas dos próximos verões que poderiam transferi-los para as calhas fluviais. Há de considerar, porém, que se trata de materiais de densidade elevada e sujeitos a cimentação relativamente rápida, devido à sua característica ferruginosa. Acredita-se que técnicas simples de contenção usando os pedaços de troncos e galhos grossos acumulados pela enchente de lama deveriam criar razoáveis condições para a sua retenção nas margens até que uma proteção arbustiva tenha tempo de virar realidade.

Por fim, fica claro, também, que este trabalho não constitui um estudo geomorfológico completo sobre o assunto, mas uma contribuição oportuna a um esforço de compreensão e informação mais objetivo, que poderia servir de base a uma avaliação mais profunda assistida por meios técnicos e temporais mais adequados.

Qualquer que seja o modelo de gestão do processo de revitalização a ser adotado, ele somente alcançará resultados positivos se envolver estudos racionais do ponto de vista científico e sérios do ponto de vista puramente técnico.

BIBLIOGRAFIA:

ANA, 2016. Análise preliminar sobre a qualidade d' água e seus reflexos sobre os usos da água. Próton Doc nº 139/2016. *In:*www2.ana.gov.br, Acessado em 15/02/2016.

Amplo, 2010. Consolidação de informações ambientais e elaboração de cenários de sensibilidade ao longo da Estrada de Ferro Vitória na Minas/EFVM. Belo Horizonte-MG, Amplo Engenharia e Gestão de Projetos/Vale-AS, Julho de 2010, DVD-Rom.

Barbosa, G.V. & Kohler, H.C. 1981. O sistema lagunar do Parque Estadual do rio Doce (MG). Boletim Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, n.2, 1981, p. 37 - 46.

BRASIL, 1983. Levantamento de Recursos Naturais. Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra. V. 32, Folha SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, IBGE, 1983. 775 p.

BRASIL, 1987. Levantamento de Recursos Naturais. Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra. V. 34, Folha SE 24 Rio Doce. Rio de Janeiro, IBGE, 1987. 554 p.

CPRM/ANA, 2015a. Monitoramento especial da bacia do rio Doce. Relatório 1-Acompanhamento da onda de cheia. CPRM, Belo Horizonte-MG, Dezembro 2015. *In:*www.cprm.org.br, Acessado em 13/02/2016.

CPRM/ANA, 2015b. Monitoramento especial da bacia do rio Doce. Relatório 2-Geoquímica. CPRM, Belo Horizonte-MG, Dezembro 2015. *In:* www.cprm.org.br, Acessado em 13/02/2016.

Coelho, A.L.N. 2007. Alterações hidrogeomorfológicas no médio-baixo rio Doce/ES. Universidade Federal Fluminense, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Tese de Doutorado, 2007, 227 p.

Consorcio Ecoplan-Lume, 2010a. Plano integrado de recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio Doce e planos de ações para as unidades de planejamento e gestão de recursos hídricos no âmbito da bacia do rio Doce. Contrato Nº 043/2008 – IGAM, Vol. 1-Relatório Final, 2010. 472 p. *In:* www.cbhdoce.org.br, acessado em 15/01/2016.

Consorcio Ecoplan-Lume, 2010b. Plano integrado de recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio Doce e planos de ações para as unidades de planejamento e gestão de recursos hídricos no âmbito da bacia do rio Doce. Contrato Nº 043/2008 – IGAM, Vol. 2- Anexos ao Relatório Final, 2010. 262 p.*In*: www.cbhdoce.org.br, acessado em 15/01/2016.

Cupollilo, F. Diagnóstico hidroclimático da bacia do rio Doce. Belo Horizonte-MG. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, UFMG. 2008, 153 pp.

DNOS, 1982. Prevenção e controle das enchentes do rio Doce. Relatório do Grupo Interministerial de Trabalho para Realizar Estudos para a Prevenção e o Controle das Enchentes do Rio Doce. Rio de Janeiro, D.N.O.S., 226 p.

Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P e Martin, L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). Revista Brasileira de Geociências, nº. 11, 1981, p. 225-237.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro: Embrapa, 1999. 412p.

GORCEIX, H. 1884. Bacias terciárias d'água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Gerais, Brasil. Anais Esc. Min. Ouro Preto, v. 3, Ouro Preto/MG, p.75-92, [1884].

IGAM, 2015. Monitoramento da Qualidade das Águas Superficiais do Rio Doce no estado de Minas Gerais. Acompanhamento da Qualidade das Águas do Rio Doce após o Rompimento da Barragem da Samarco no Distrito de Bento Rodrigues – Mariana/MG. Belo Horizonte, 2015.

Meis, M.R.M de, 1977. As unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do médio vale do rio Doce. Anais da Academia Brasileira de Ciências, V. 49, nº. 3, 1977, p. 443-459.

Mello, C.L. 1997. Sedimentação e tectônica cenozoicas no Médio vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos. São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, tese de Doutorado, 1997. 275 p.

Mioto, J.A. 1993. *Sismicidade e zonas sísmicas do Brasil*. Rio Claro-SP, IGCE/UNESP, Tese de doutoramento, 1993, 2 volumes.

Pflug, R. 1969. Das Überschüttungsrelief des Rio Doce, Brasiliens. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., n.13, 1969, p.141 -162.

Saadi, A. 1991. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões compressivas, descontinuidades crustais e morfogênese. Belo Horizonte-MG, IGC/UFMG. (Tese para provimento de cargo de Professor Titular), 1991, 300 p.

Saadi, A. 1996. Hipótese sobre a estruturação tectônica cenozóica da margem sudeste do Cráton do São Francisco. *In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador-BA, setembro de 1996. *Boletim de Resumos Expandidos....*, vol. 5, 1996, p. 443-446.

Saadi, A. 2001. Risco Sísmico na Bacia do Rio Doce. Relatório Técnico elaborado para o Convênio ANEEL-FUMEC, no âmbito d “AAI dos Aproveitamentos Hidrelétricos da Bacia Hidrográfica do Rio Doce”, 10 pp.

Saadi, A.; Costa, N.B.O.R. e Campos, J.K.F. 1992. Geomorfologia aplicada ao controle ambiental da expansão urbana do Vale do Aço. *In: Simpósio “Situação Ambiental e Qualidade de Vida na RMBH e Minas Gerais”*, Anais, 2º, ABGE, Belo Horizonte-MG, 1992. P. 149-152.

Soares, P.C. e Landim, P.M.B. 1977. Contribuição ao estudo do Delta do Rio Doce: aspectos geomorfológicos. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, 17 (34), 1977. P 47-58.

Souza, C.J.O. 1995. Interpretação morfotectônica da bacia do rio Doce. Belo Horizonte-MG, Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-Graduação em Geografia/Geografia e Análise Ambiental, Dissertação de Mestrado, 1995. 144 p.

Souza, C.J.O. &Saadi, A. 1994. Contribuição à geomorfologia da bacia do rio Doce. *In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 6º*, São Paulo-FFLCH/USP, *Anais...*1994, pp. 157-161.

Strauch, N. (Dir.) 1955. A bacia do rio Doce: estudo geográfico. Rio de Janeiro, IBGE, 1955, 199 p.

Suguio, K. & Kohler, H.C. 1992. Quaternary barred lake systems of the Doce River (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.64, n. 2, 1992, p. 183 - 191.

USP, 2015. Tremores de terra ocorridos em Mariana/Bento Rodrigues, MG, nodia 05/11/2015. Centro de Sismologia da USP, Relatório, 06 de novembro de 2015. 7 p., In: <http://www.sismo.iag.usp.br>, acessado em 11/11/2015.

Vasconcelos, S.G. 2002. Geomorfologia e urbanização do Vale do Aço: as planícies e a cidade de Ipatinga-Minas Gerais. Belo Horizonte-MG, Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-Graduação em Geografia/Geografia e Análise Ambiental, Dissertação de Mestrado, 2002. 108 p.

Vasconcelos, S.G. e Saadi, A. 2003. O Quaternário do Médio Rio Doce: aporte da morfodinâmica e do aluvionamento na confluência dos rios Piracicaba e Doce. *In: II Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa/IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário/II Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibérica*. 5 p.

Vieira, F. 2015. Entre a informação e a desinformação: a difícil análise de um acidente ambiental de magnitude nacional sem precedentes. Informativo da Associação Brasileira de Ciência Ecológica e Conservação/ABECO, n.º. 3, Outubro a Dezembro de 2015.